

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Patrick LE FORT

Ingénieur E.N.S.G.

Géologie du Haut-Dauphiné cristallin

(Alpes françaises)

Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale

Soutenue publiquement le 1^{er} juillet 1971 devant la Commission d'Examen

JURY : *Messieurs Marcel ROUBAULT*, Membre de l'Institut

Pierre BORDET, Hubert de La ROCHE

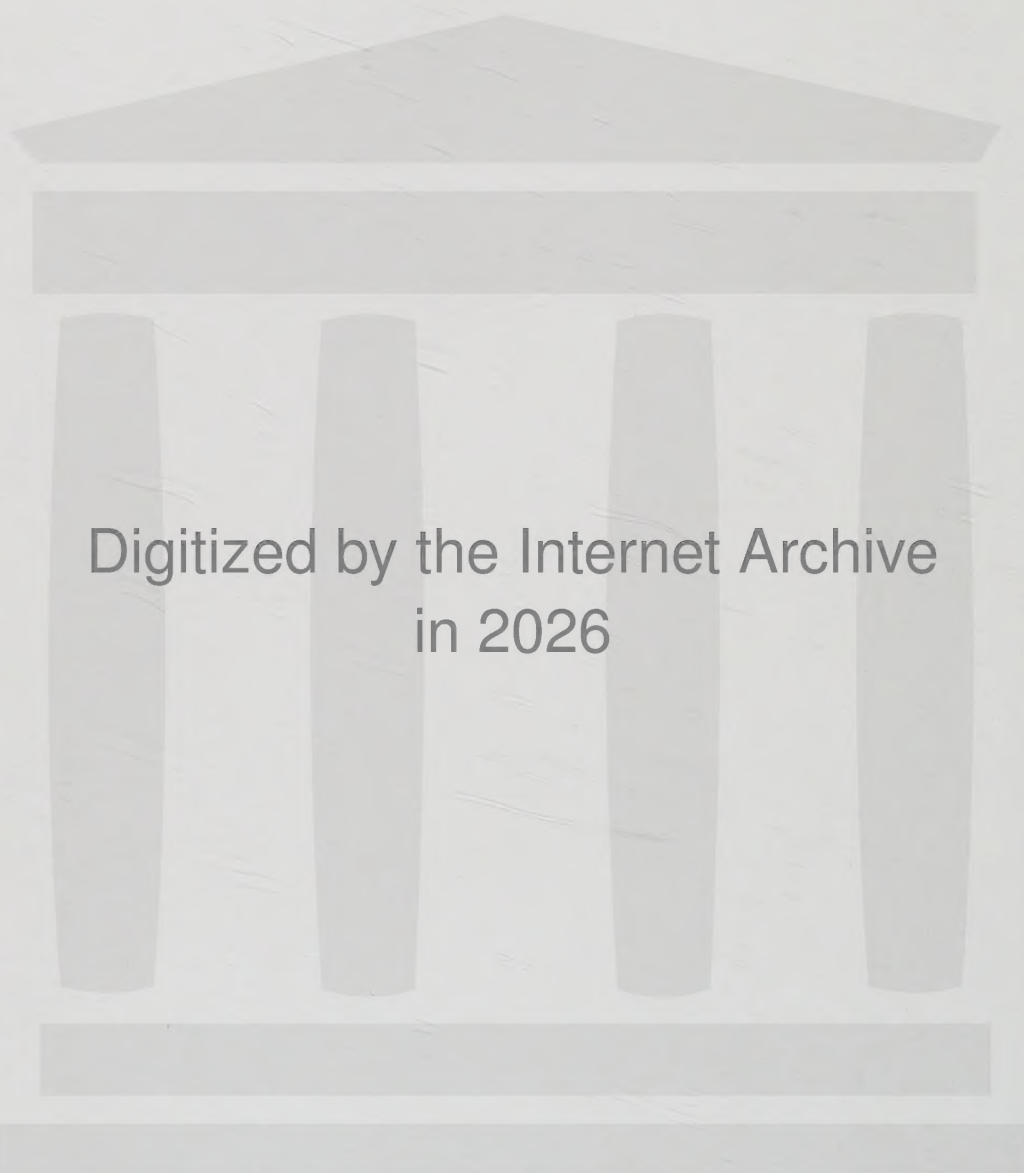
Robert MICHEL, Jacques TOURET

Alain WEISBROD

Président

} *Examineurs*

Rapporteur



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551918_0017

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

par

Patrick LE FORT

Ingénieur E.N.S.G.

Géologie du Haut-Dauphiné Cristallin

(Alpes françaises)

Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale

Soutenue publiquement le 1^{er} juillet 1971 devant la Commission d'Examen

JURY : Messieurs Marcel ROUBAULT, Membre de l'Institut

**Pierre BORDET
Hubert de la ROCHE
Robert MICHEL
Jacques TOURET
Alain WEISBROD**

Président

Examineurs

Rapporteur

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

pour obtenir le grade de

DOCTEUR EN SCIENCES NATURELLES

par

Patrick LE FORT

né le 10/05/1971

Géologie du Haut-Dauphiné Cristallin

(Alpes françaises)

Etude géomorphologique et tectonique de la partie occidentale



Soutenue publiquement le 10 juillet 1991 devant la Commission d'Examen

JURY : Messieurs Marcel ROUSSEAU, Maître de Conférences
Pierre BORDET
Hubert de la ROCHE
Robert MICHEL
Jacques TOFFI
Alain WEISSBOUD

Président :
Examinateurs :
Rapporteur :

Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises)

Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale

"Qui veut vivre son rêve
se doit d'être infiniment éveillé".

Dinu Lipatti

A la mémoire de mon Père

C'est en tant qu'Attaché de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique et dans le cadre du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques que l'auteur a réalisé ce travail.

Les missions sur le terrain ont fait l'objet d'un Contrat avec le Service de la Carte Géologique de France (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).

AVANT-PROPOS (*)

Après avoir été formé à l'E.N.S. de Géologie qui devait tout à son Directeur, M. le Doyen Marcel Roubault, Membre de l'Institut, c'est encore au sein de l'une de ses créations qu'en 1962 il m'accueillait en me proposant de venir prendre place dans la première équipe de chercheurs du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. Comment témoigner aujourd'hui mon admiration à cet extraordinaire Patron qui sait à la fois créer sans répit, et insuffler une âme à tout ce qu'il a bâti ?

Au cours de ces nombreuses années, j'ai découvert que le dynamisme pouvait aller de pair avec la rigueur scientifique, que le souci de l'objectivité n'était rien sans un libéralisme profond.

De tout cela, comme des heures passées en sa compagnie en Kabylie, ou du soin qu'il a pris d'assurer ma situation matérielle, je suis infiniment reconnaissant. Que M. Marcel Roubault veuille bien trouver ici l'expression de ma très profonde et sincère gratitude.

Dès 1962, M. le Professeur R. Michel m'accueillait dans son Laboratoire de Grenoble. Là à deux pas du terrain que j'étudiais, dans ce haut-lieu de la Géologie alpine, il m'a ménagé un second port d'attache. Au fil des années, il a très longuement suivi mon travail avec bienveillance et attention, me conseillant avec la clairvoyance que l'on connaît, sachant ouvrir mon horizon sur d'autres problèmes et d'autres personnes. Aujourd'hui encore, il me fait l'honneur de participer à mon Jury. Pour tout ceci, je lui voue un très respectueux attachement et le prie de croire à toute ma reconnaissance.

A l'origine de ce travail, il y a certes un désir profond, mais il y a aussi l'incomparable chance d'y avoir été conduit par M. L'Abbé P. Bordet. Après m'avoir conseillé quant à la zone où entreprendre ce travail, et à la manière de le mener à bien, il m'a, sans ménager sa peine, continuellement suivi dans mon labeur, m'apportant l'appui de son inégalable connaissance de la Géologie du monde, et m'entraînant à sa suite dans la passionnante aventure himalayenne. Ma dette à son égard est immense, mais je ne puis ici que lui témoigner de mon admiration et de l'affectueux attachement qui me lie à lui.

Qu'il s'agisse de la vie de tous les jours au Laboratoire ou des problèmes scientifiques de chacun, M. H. de La Roche manifeste un dévouement et une compétence sans égal. Sa disponibilité aux autres, sa grande lucidité et la maîtrise de ses connaissances géochimiques m'ont été accordées sans relâche depuis l'origine. Son aide, ses conseils et sa patience m'ont été d'un inappréciable secours ; auprès de lui et de son épouse, j'ai trouvé beaucoup de compréhension et d'amitié. Je ne peux que lui en manifester ma très affectueuse reconnaissance.

(*) Ce mémoire a été présenté devant l'Université de Nancy I le 1er juillet 1971, pour l'obtention du grade de Docteur ès - Sciences, mention Sciences Naturelles.

Après avoir été mes maîtres de tous les jours à l'Ecole de Géologie, après avoir, pendant les années suivantes, encouragé et conseillé le jeune chercheur que j'étais, c'est pour moi une très grande joie de retrouver aujourd'hui MM. J. Touret et A. Weisbrod parmi les membres de mon Jury. Le premier avec l'ouverture d'esprit et l'amicale disponibilité qui le caractérisent a bien voulu mettre à ma disposition toute l'étendue de sa culture géologique tant sur le terrain où par deux fois il acceptait de m'accompagner, que dans la mise au point de ce travail. Le second avec une grande amitié m'a fait profiter de sa maîtrise reconnue des problèmes du métamorphisme et de leur expression physico-chimique, en particulier pour les calculs thermodynamiques concernant la séricitisation ; je reste confus du minutieux travail de correction que je lui ai imposé. Je souhaite pouvoir un jour les remercier dignement pour leur aide.

Je ne saurais dissocier leur évocation de celle de MM. B. Poty et P. Vialon qui m'ont accordé leur amitié et leur soutien, qui m'ont insufflé leur dynamisme, leur sens aigu des exigences de la Science, et qui m'ont accompagné avec une disponibilité d'esprit et de coeur peu commune. Ce travail doit beaucoup à leur connaissance des problèmes alpins.

M. J.P. von Eller, autre ami d'excellent conseil, a bien voulu relire et corriger le manuscrit de ce texte avec une patience et une compétence rares. Puisse-t-il ne pas être déçu par mon mauvais usage de ses judicieux avis.

A Grenoble, MM. les Professeurs J. Debelmas et P. Giraud m'ont toujours réservé le meilleur accueil. Depuis trois ans, j'ai eu la grande joie de pouvoir collaborer avec A. Pêcher, mon voisin sur le terrain ; je le remercie de la part qu'il a prise à ce travail et de toutes les idées jaillies au cours de nos conversations, jusque dans l'atmosphère idéale des cîmes du Haut-Dauphiné.

Je ne saurais oublier ceux qui furent mes Maîtres et m'incitèrent à suivre cette voie : les Professeurs M. Clin et J. Perriaux, d'abord, mais aussi les Professeurs A. Bernard, P. Blazy, R. Coppens, J. Hilly, R. Kern, F. Leutwein et G. Rocci.

C'est avec le plus grand profit que j'ai pu converser avec MM. J. Fabriès, D. Krummenacher, et J. Vernet, ou avec mes camarades J.C. Barfety, M. Colchen, P. Gibergy, T. Juteau, F. Carme, F. Debon, J. Leterrier, C. Marignac, B. Moine, A. Ploquin, F. Saupé. Chacun d'entre eux m'a beaucoup apporté.

Dans ce pays de montagne, ma dette est grande à l'égard de ceux qui m'ont appris à grimper, à reconnaître le passage, à sentir le mauvais temps venir : Ernest Brun fut le premier d'entre eux ; Raymond Turc, Yvon Brun, Camille Puissant, Claude Turc et G. de Williencourt m'ont appris mon métier d'alpiniste. Par la suite, beaucoup de guides m'ont encore accompagné : Marcel Vincent, Michel Turc, P.L. Rousset, Robert Eiselé, Norbert Vincent, Jérôme Biju-Duval. De nombreux amis, des camarades, ont accepté de me suivre, atténuant ma solitude et me permettant de parcourir sans risques certaines zones glaciaires : mon frère Pierre d'abord dans tout le massif du Chaillol, puis M. Clouet d'Orval, F. Cornet, M. Mehl, J.M. Barbier, R. Bancel... Grâce à eux, à mes porteurs, aux pilotes d'hélicoptère de la Gendarmerie ou de la Protection Civile, mon travail a été grandement facilité.

Je ne puis passer sous silence ceux qui au fil des années m'ont entouré et fait connaître ce pays que j'aime et que je ne puis plus concevoir sans eux : les familles Bouchet et Mauberret de La Motte-en-Champsaur, la famille Escale de Molines, la famille Faure de Chaillol, la famille Vincent et L. Gueydan de La Chapelle-en-Valgaudemar, les familles Turc de Saint-Christophe-en-Oisans et des Etages, P.L. Rousset de La Grave. Le Docteur Rozier, Conseiller Général de Saint-Firmin, m'a fort amicalement accordé son appui auprès des autorités. Le Docteur L. Arnoux, Président de la Section de Gap du Club Alpin Français, m'a ménagé les plus grandes facilités dans les refuges qu'il a fait réaliser ; le gardiennage du refuge d'Olan en 1967 m'a permis de faire des observations fondamentales.

Les nombreuses analyses qui étaient ce travail ont été effectuées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. Je remercie tout particulièrement M. K. Govindaraju pour la précision et la fidélité des analyses effectuées au quantomètre, M. M. Vernet pour les scrupuleux dosages par voie humide, M. P. Leymarie et ses associés du Laboratoire de rayons X pour leurs précieuses déterminations, M. J. Sonet pour l'attention qu'il a bien

voulu porter aux problèmes géochronologiques, M. P. Isnard pour tous les calculs pétrochimiques passés sur l'ordinateur de l'Ecole des Mines.

Tant dans la préparation des missions que dans celle de ce mémoire, MM. P. Bristiel, Secrétaire Général, et B. Bonvalot, Chef du Service Intérieur, m'ont apporté leur aide précieuse en mettant libéralement à ma disposition les différents services du C.R.P.G.

Les centaines de lames minces ont été confectionnées de façon parfaite par MM. M. Guyot, P. Brisson, L. Sandrin et J. Schwartzkopff. M. Blanchard s'est occupé des broyages, M. P. Marchal des séparations de minéraux. M. R. Bauer aidé par M. J. Gorau a prodigué ses soins à d'innombrables photographies et notamment à celles qui illustrent ce travail. La qualité des dessins est due à la compétence et au dur labeur de M. G. Dreux assisté par M. A. Legros.

Enfin l'édition de ce mémoire a véritablement été réalisée par Mme Schwartz. Sa dactylographie du projet et du texte définitif, ses multiples initiatives et la surveillance constante des travaux en cours m'ont déchargé d'innombrables soucis matériels ; sans elle ce mémoire n'aurait pas vu le jour. Elle a été aidée par Mme Protas qui a minutieusement mis en forme la bibliographie et relu les stencils, par Mme Sarre qui s'est occupée avec un grand soin des tableaux d'analyses chimiques et des légendes des figures et par Mme Drouhot qui a remarquablement assuré le tirage des stencils.

C'est avec beaucoup de reconnaissance que j'évoque toutes ces personnes ; que ceux que ma pauvre mémoire oublie veuillent bien me pardonner. Ce travail signé d'un seul nom est tout le contraire d'une oeuvre de solitaire.

RÉSUMÉS

Cet ouvrage est une monographie régionale consacrée à la partie occidentale du massif cristallin externe du Haut-Dauphiné. Le travail a été essentiellement axé sur l'histoire antéalpine de ce massif, approchée de façon pétrologique et structurale.

Dans une première partie sont décrites les formations cristallophylliennes tandis que le complexe carbonifère intrusif fait l'objet de la deuxième partie et que l'histoire alpine du massif est esquissée dans la troisième.

a) L'ensemble des formations cristallophylliennes se divise aisément en deux zones : une zone corticale non migmatisée et un noyau migmatitique. La zone corticale, ou zone volcano-sédimentaire du Petit et du Vieux Chaillol affleure au SW du massif ; c'est une série de plus de 1500 m d'épaisseur qui comporte de bas en haut : des amphibolites, des micaschistes grenatifères, des cipolins et un puissant horizon conglomératique. Elle correspond essentiellement à un cycle volcano-détritique qui se prolonge au Nord dans le massif de Belledonne et présente de fortes analogies avec les complexes volcaniques spilite-kératophyre "hercynotypes". Elle a été soumise au cours de son histoire à des conditions de température mésozonales et à des conditions de "pression intermédiaire". Elle est affectée par un régime de plis isoclinaux auquel se superpose, près du noyau, une schistosité de fracture liée à une phase rétro-morphique hercynienne, vraisemblablement viséenne. L'âge de la phase principale de métamorphisme ainsi que celui du dépôt de la série n'est pas résolu.

Le noyau, ou zone intérieure de Champoléon-Valgaudemar-Haut-Vénéon et Haute-Romanche, peut être divisé en cinq unités, malgré sa monotonie apparente. Les contacts entre unités étant essentiellement tectoniques, leurs rapports sont problématiques.

Les gneiss oeillés de Crupillouse forment deux massifs remarquables par leur homogénéité, leur absence d'enclaves, leur relative simplicité d'architecture et leur composition granitique ; le massif méridional est recoupé par une bande de micaschistes finement lités, et par un réseau dense de filons à tourmaline ; le caractère orthogneissique des gneiss oeillés est mis en évidence. Les gneiss granitoïdes du Pigeonnier forment un petit massif à l'histoire complexe : une première gneissification aurait précédé la migmatisation générale elle-même suivie par le développement d'un abondant réseau aplopegmatitique. Le linéament de La Pilatte forme une bande étroite de roches variées, polymétamorphiques, correspondant à des granulites de type Saxe ultérieurement mobilisées. Les formations de La Lavey forment l'essentiel du noyau du Haut-Dauphiné ; des niveaux amphiboliques tracent un horizon repère à travers tout le massif ; l'étude structurale met en évidence trois phases de plissement (la dernière alpine), et l'étude chimique souligne les ressemblances de ces formations avec celles non mobilisées de la zone corticale. Bien qu'appartenant au même ensemble, les gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan sont traités séparément afin de bien mettre en relief leurs caractères particuliers ; très continus sur le terrain (formation stratoïde), ils ont une homogénéité chimique remarquable ; leur nature volcanique latitique initiale ne fait pas de doute ; leur origine est discutée. Les porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin et les gneiss ocellaires du Plan-du-Lac sont ensuite présentés comme des formations volcaniques acides

tardives, pénécontemporaines de la granitisation hercynienne, mises en place et probablement préservées dans les grands linéaments du massif ; leur caractère monzonitique acide est souligné. Deux phases métamorphiques au moins semblent avoir affecté la majeure partie du noyau. La migmatisation générale est le dernier phénomène important enregistré. Son intensité croît vers le Nord-Est actuel du massif, où elle aboutit à la formation des granites migmatitiques (Villar-d'Arène).

b) Le complexe intrusif carbonifère comporte plus de 20 massifs circonscrits de granite, des aplopegmatites généralement filoniennes ainsi que de très nombreux filons de roches basiques ou acides. Les granites sont seuls l'objet d'une étude détaillée qui concerne douze massifs regroupés en neuf variétés.

Ensuite, les problèmes posés par les processus de leur cristallisation sont abordés après une présentation des différents minéraux de ces granites ; à l'aide des données théoriques et expérimentales disponibles, les conditions physico-chimiques de leur séricitisation généralisée sont plus particulièrement étudiées ; l'hypothèse de phénomènes deutériques précoces ayant largement précédé dans le temps une rétro-morphose récente est proposée. La minéralogie et la chimie permettent de distinguer deux lignées dans l'ensemble de ces granites, homogènes à l'échelle de chaque massif : une lignée monzonitique et un groupe de granites acides, albitiques, à deux micas. Dans une conclusion génétique, les différentes origines possibles de ces deux lignées sont étudiées ; un processus d'assimilation-différenciation est envisagé pour la première ; le rôle de l'anatexie et de la phase fluide est souligné pour la seconde ; les granites porphyroïdes de la bordure occidentale proviennent de la réactivation de granites antérieurs.

Geology of the crystalline Haut-Dauphiné (French Alps). Petrology and structure of the Western Part.

This work is a regional monography on the western part of the external crystalline Haut-Dauphiné. It deals mainly with the antealpine history of this region, studied by petrology and structural analysis.

In the first part, metamorphic formations are described, while the intrusive carboniferous complex is treated in the second part and the alpine history of the region is briefly outlined in the third one.

a) The whole metamorphic formation is easily divided into two zones : an outer (cortical) no-migmatized zone and a migmatic core. The cortical zone, the so-called Petit and Vieux Chaillol volcano-sedimentary zone, occurs SW of the region, as a more than 1500 m thick serie composed, from bottom to top, by : - amphibolites, garnet bearing micaschists, cipolinos and a thick conglomeratic horizon . It corresponds mainly to a volcano-detrital cycle which extends to the north in the Belledonne massif and shows strong analogies with the spilite-keratophyre "hercynotype" volcanic complexes. It went during its history through mesozonal temperature - and "intermediate pressure" conditions. It is deformed by isoclinal folds, to which a fracture cleavage related to an hercynian, probably viséan retromorphic phase is superposed near the core. The age of the main metamorphic phase and the deposition of the serie is not clear.

In spite of its apparent monotony, the core, or inner Champoléon-Valgaudemar - Haut-Vénéon zone, may be divided into 5 units. As the contacts between these units are tectonic, their relationships are hypothetical.

The Crupillouse augen gneisses constitute two bodies remarkable by their homogeneity, lack of xenoliths, relative architectural simplicity and granitic composition ; the southern body is cut by a layer of finely bedded micaschists and by a dense net of tourmaline bearing dykes ; the orthogneissic features of the augen gneisses are stressed. The Pigeonnier granitoid gneisses constitute a small body with a complex history : a first gneissification could have preceeded the main migmatization which has itself been followed by the development of an abundant aplopegmatic net. The lineament of La Pilatte is a narrow band of variegated, polymetamorphic

rocks which correspond to Saxony type granulites, later mobilized. The La Lavey formation constitutes the main part of the core of the Haut-Dauphiné ; amphibolitic layers make a marker horizon throughout all the region , structural investigations indicate 3 folding phases (the last one being alpine) and the chemistry points out the analogy between this formation and the no-mobilized one of the cortical zone. Even if belonging to the same complex, the Olan amphibolitic augen gneisses are treated separately to stress their specific features ; very continuous on the field (stratoid formation), they are remarkably homogeneous chemically ; their initial latitic volcanic nature is certain ; their origin is discussed. The Alpe du Pin porphyroids and the Plan-du-Lac ocellar gneisses are then presented as later acid volcanic formations, penecontemporaneous of the hercynian granitization, intruded and probably preserved in the great lineaments of the region ; their acid monzonitic type is stressed. Two metamorphic phases at least seem to occur in the main part of the core. The general migmatization is the last important recorded phenomenon. Its intensity culminates towards the present NE of the region, where it leads to the formation of migmatic granites (Villar-d'Arène).

b) The carboniferous intrusive complex is composed of more than 20 well delimited granites, mainly dyke shaped aplomegmatites and very many dykes of basic and acid rocks. Only the granites are studied in detail, on twelve occurrences grouped in 9 types.

Finally, the crystallization processes are sketched after a presentation of the different minerals occurring in these granites ; from available theoretical and experimental data, the physico-chemical conditions of their prominent sericitisation are particularly studied. It is proposed that early deuteric phenomenon have largely preceded in time a recent retromorphism. Mineralogy and chemistry support the distinction of 2 trends in all these granites, respectively homogeneous at the scale of each occurrence : a monzonitic trend and a group of acid, albitic and two micas bearing granites. In a genetic conclusion, the different possible origins of these two-trends are studied ; a differentiation-assimilation process is proposed for the first one ; the role of anatexis and fluid phase is stressed for the second one ; the porphyroid granites of the western part derive from the reactivation of older granites.

Geologie des Kristallins der Hoch-Dauphiné (französische Alpen). Petrologische und strukturelle Untersuchung des Westteils.

Das vorliegende Werk stellt eine regionale Monographie über den Westteil des kristallinen Extern-Massivs der hohen Dauphiné dar. Im wesentlichen wird die prae-alpine Geschichte dieses Massivs unter petrologischen und strukturellen Aspekten behandelt.

Im ersten Teil werden die sedimentären, kristallinen Formationen beschrieben, im zweiten Hauptteil wird der Komplex der intrusiven Karbongesteine behandelt. Die im engeren Sinne alpine Entwicklung des Ganzen wird im dritten Hauptteil kurz geschildert.

a) Der Komplex der metamorphen Gesteine ist leicht in zwei Zonen einzuteilen : das nicht migmatitische Randgebiet und die migmatische Kernzone. Die Randzone oder Zone vulkanosedimentärer Gesteine ist über 1500 m mächtig. Die Serie beginnt im Liegenden mit Amphiboliten, granatführenden Glimmerschiefern, Cipolins und einem mächtigen Konglomerathorizont. Am besten studiert man sie am Petit und am Vieux Chaillol im SW des Massivs. Sie entspricht einem Zyklus vulkanischer und detritischer Gesteine, der nach Norden ausgreift bis in das Massiv der Belledonne und starke Ähnlichkeit besitzt mit den Komplexen "hercynotyper" Spilite und Keratophyre. Während ihrer Entstehung ist diese Serie mittelhohen Drucken und mesozonalen Temperaturen unterworfen gewesen. Es treten isoklinale Falten auf, denen sich in Nähe des Zentralbereiches eine tektonische Schieferung überlagert, wahrscheinlich anlässlich einer retromorphen, tektonischen Phase, vermutlich während des Visé. Das Alter der Hauptphase der Metamorphose, ebenso wie das Problem des Alters der Sedimente dieser ganzen Serie ist unbekannt.

Die Augengneise von Crupillouse bilden zwei Massive die Beachtung verdienen auf Grund ihrer Homogenität, Abwesenheit von Einschlüssen, granitischen Chemismus, und relativ einfachen tektonischen Baus. Das südliche Massiv wird von einem Streifen feinschichtiger Glimmerschiefer abgeschnitten und besitzt ein dichtes Netz von Turmalinführenden Gängen. Es wird gezeigt dass es sich bei diesen Augengneisen um Orthogneise handelt. Die granitoïden Gneise des Pigeonnier bilden ein kleines Massiv mit komplexer Entstehungsgeschichte. Wahrscheinlich ist eine erste Vergneisung der allgemeinen Migmatisierung vorausgegangen, gefolgt von einem ausgedehnten System aplitisch-pegmatitischer Gänge. Das Lineament von La Pilatte bildet einen engen Streifen verschiedener, polymetamorpher Gesteine. Sie entsprechen dem Typ der sächsischen Granulite, die nachträglich mobilisiert wurden. Die Gesteine von La Lavey bilden die Hauptteile des Kerngebietes der Dauphiné. Die amphibolitischen Niveaus geben einen Bezugshorizont für das ganze Massiv. Eine Strukturanalyse ergibt drei Faltungsphasen (die letzte ist alpin). Aus den chemischen Untersuchungen ergibt sich die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den nicht mobilisierten, analogen Serien der Randzone. Obwohl sie zum Gleichen Ensemble gehören werden die amphibolitischen Augengneise von Olan getrennt behandelt um ihren besonderen Charakter klar hervorzuheben. Als schichtförmige Bildung sind sie im Gelände sehr ausgedehnt. Ihr chemischer Charakter erweist eine ausgezeichnete Homogenität. Ursprünglich waren es vulkanische Gesteine von latitischem Charakter, ihre Entstehung wird eingehend diskutiert. Die porphyroïden Gesteine der Alpe du Pin und die Augengneise des Plan Du Lac werden anschliessend behandelt als Beispiele eines sauren, späten Vulkanismus, fast gleichzeitig zur varistischen Granitisierung. Sie entstanden vermutlich in dem grossen, tektonischen Lineament des Massivs - in chemischer Hinsicht sind es saure Monzonite. Wahrscheinlich haben wenigstens zwei metamorphe Phasen den Hauptteil des Kernmassivs erfasst. Die Migmatitisierung ist der letzte bedeutende Prozess der feststellbar ist. Seine Intensität nimmt nach Nordosten des heutigen Massivs zu - wo diese Gesteine schliesslich in migmatitische Granite von Villar-d'Arène übergehen.

b) Der intrusive Komplex karboner Gesteine umfasst mehr als 20 definierte Vorkommen von Graniten. Dazu kommen Aplite und Pegmatite, meist gangförmig, und zahlreiche Gänge basischer und saurer Gesteine. Nur die Granite werden eingehender untersucht - behandelt werden 12 Vorkommen, die in neun Varietäten gruppiert werden konnten.

Zunächst werden die verschiedenen Mineralien dieser Granite geschildert, dann werden die Probleme ihrer Kristallisationsprozesse untersucht. An Hand veröffentlichter theoretischer und experimenteller Daten werden die physiko-chemischen Bedingungen der ganz allgemein verbreiteten Serizitisierung näher untersucht. Als Arbeitshypothese wird vorgeschlagen dass sehr frühe deuterische Prozesse ausgiebig vor einer jüngeren Retromorphose stattgefunden hätten. Mineralogische und chemische Beobachtungen erlauben, zwei Linien in dem Komplex der Granite zu unterscheiden. Eine ist monzonitisch, die andere umfasst saure Granite und albitreiche Zweiglimmergranite. Für die erstgenannte Linie ergibt sich in einer genetischen Untersuchung eine Entstehung durch Assimilation und anschliessende Differentiation. Im zweiten Falle ist die Rolle der Anatexis und der fluiden Phase besonders wichtig. Die porphyrischen Granite des Westrandes des Massivs entstammen einer Reaktivierung der älteren Granite.

П. ЛЕ ФОР - Геология кристаллического Верхнего Дофинэ (Французские Альпы). Петрологические и структурные исследования западной части массива.

Труд этот является региональной монографией посвященной изучению западной части внешнего кристаллического массива Верхнего Дофинэ. В основном, работа направлена на изучение доальпийской истории массива с петрологическим и структурным подходом.

В первой части описываются метаморфические формации кристаллических сланцев, тогда как каменноугольный интрузивный комплекс является объектом второй части, а история альпийского массива - третьей.

а) Комплекс метаморфических формаций можно расчленить на две зоны: корковую, не мигматизированную и на мигматическое ядро. Корковая или вулканосадочная зона Малого и Старого Шайоля выступает на юго-западной части массива; это мощная, более 1500 м серия, сложена, снизу вверх, амфиболитами, гранато-слюдяными сланцами, чиполинами и мощным конгломератовым горизонтом. Она соответствует, главным образом, вулканодетритовому циклу продолжающемуся на север в массиве Белльдон и имеющему большое сходство с вулканическими "герцинотиповыми" спилито-кератофировыми комплексами. В течение своей истории она была подвержена температурным условиям мезозоны и условиям "промежуточного давления". Она была смята в систему изоклинальных складок с наложением, вблизи ядра, кливажа разлома под влиянием герцинского диафтореза, вероятно визейского. Возраст основной фазы метаморфизма, также как и возраст отложенной серии, не определен.

Ядро, или нижняя зона Шамполеон-Вальгодемар-Верхний Венеон и Верхний Романш, может быть расчленена на пять комплексов несмотря на кажущееся однообразие пород. Контакты между комплексами будучи, главным образом, тектоническими, взаимоотношения их остаются проблематическими.

Очковый гнейс Крюпилюза образует два массива замечательных своей гомогенностью, отсутствием включений, относительно простым сложением и гранитным составом; южный массив прорезан полосой тонко сланцеватых слюдяных сланцев и густой сетью турмалиновых жил. Гранито-гнейс Пижонье слагает небольшой массив со сложной историей: первой фазе гнейсификации предшествовала общая мигматизация с последующим развитием широкой сети аплопегматитов. Гористые очертания Ля Пиллат образуют узкую полосу разнообразных пород, полиметаморфических, соответствующих гранулитам Саксонского типа мобилизованных позже. Формации Ля Ляве представляют основную часть Высокого Дофинэ; амфиболитовые породы представляют собой опорный горизонт простирающийся через весь массив; структурные изыскания приводят в очевидность три фазы складкообразования (последняя - альпийская), а химические исследования подчеркивают сходство этих формаций с немобилизованными формациями корковой зоны. Несмотря на принадлежность к одному и тому же ансамблю, амфиболовые очковые гнейсы Олана рассматриваются отдельно, чтобы иметь возможность выявить их своеобразный характер; хорошо выдержанные (формация пластобразная) они отличаются замечательной химической гомогенностью; их первоначальная вулканическая природа не вызывает ни малейшего сомнения, но происхождение их еще оспаривается. Порфириоиды Альп-дю-Пэн и очковые гнейсы Плян-дю-Лак представляются как поздние кислые вулканические формации образовавшиеся почти одновременно с герцинской гранитизацией и вероятно сохранившиеся в главных чертах массива; подчеркивается их кислый мондонитовый характер. Кажется весьма вероятным, что по крайней мере две метаморфические фазы оказали воздействие на ядро. Общая мигматизация является последним крупным зарегистрированным явлением. Ее интенсивность повышается в северо-восточном направлении современного массива где она заканчивается образованием мигматитовых гранитов (Виллар-д'Арэн).

б) Каменноугольный интрузивный комплекс состоит из более чем 20-и ясно очерченных гранитных массивов аплит-пегматитовых жил и многочисленных жил кислых и основных

пород. Только одни граниты являются объектом детального изучения в 12-и массивах перегруппированных в девять разновидностей.

После представления различных минералов встречающихся в гранитах, приступают к разрешению проблем возникших в связи с процессами кристаллизации этих минералов; при помощи теоретических и экспериментальных данных имеющихся в распоряжении, изучаются, главным образом, физико-химические условия их общей серитизации; предлагается гипотеза ранних дейтеризационных явлений на много предшествующих во времени позднему диафторезу. Минералогия и химия позволяют различить две группы в составе этих гомогенных, в масштабе каждого массива, гранитов: монцонитовую группу и группу кислых альбитовых, двуслюдяных, гранитов. В генетическом заключении, рассматриваются различные возможные способы образования этих двух групп; для первой группы предлагается процесс ассимиляции-дифференциации; для второй группы подчеркивается роль анатаксиса и жидкой массы; гранит-порфиры западной окраины происходят от реактивации предшествующих гранитов.

INTRODUCTION

A — PRÉAMBULE

L'attitude du scientifique comme celle de l'artiste est une attention à l'événement, une sorte de "passivité active" devant l'objet de l'observation, où il est bien plus question de patience que de courage, d'entêtement que de conquête. Chacun à travers ses concepts cherche à traduire l'inexprimé, à formuler des liens nouveaux, à recréer son monde pour mieux le saisir, avec cette tension humaine qui veut fondamentalement comprendre tout.

Parmi toutes ces sciences en devenir, la connaissance géologique est méthodologiquement parlant très proche de la connaissance historique. La synthèse géologique a visage humain, elle a même, pourrait-on dire, une âme ; c'est bien là que résident son insondable beauté, son innocence en quelque sorte, mais aussi sa faiblesse. Comment ne pas avouer la difficulté que l'on éprouve à transcrire les données de dix géologues dans une même unité de formulation ?

D'un autre côté, la Montagne, est itinéraire de lumière, pénétrée de beauté, miroir des choses, des Hommes, de nous-mêmes, où "tout n'est qu'un perpétuel jeu d'échos" (*). Qui pourrait se résoudre à quitter ces oeuvres "qui nous disent en dansant que le jeu est une activité grave, que la fugacité et la mort sont couchées dans notre vie, mais que toute métamorphose désigne une permanence" (**).

A la jonction de ces deux domaines, le travail solitaire du géologue en montagne donne avec une acuité particulière le sens du temps qui passe. Cette vie qu'il redonne à ce qui fut, cette quête qu'il mène de la vérité, ont la dimension du Temps dont il est tour à tour l'outil puis l'ouvrier passionné. Combien plus grandes encore sont ces montagnes qui ont vu se bâtir et s'écrouler tant de mondes, les contemplant dans une sorte d'éternité inhumaine. Montagne, Graal de notre connaissance. Parlerai-je de ces nuits de bivouac au sommeil halluciné par la crainte du mauvais temps, de l'angoisse du jour qui naît, du départ engourdi... vers d'autres affleurements ? Il est peut-être des affleurements fondamentaux que les hasards d'un orage m'ont à tout jamais interdits.

Ainsi, comme le dit Montaigne "nous avons formé une vérité par la consultation et concurrence de nos cinq sens, mais à l'aventure fallait-il l'accord de huit ou de dix sens et leur contribution pour l'apercevoir certainement et en son essence".

(*) Samivel (L'opéra de Pics).

(**) Jean Rousset (L'intérieur et l'extérieur).

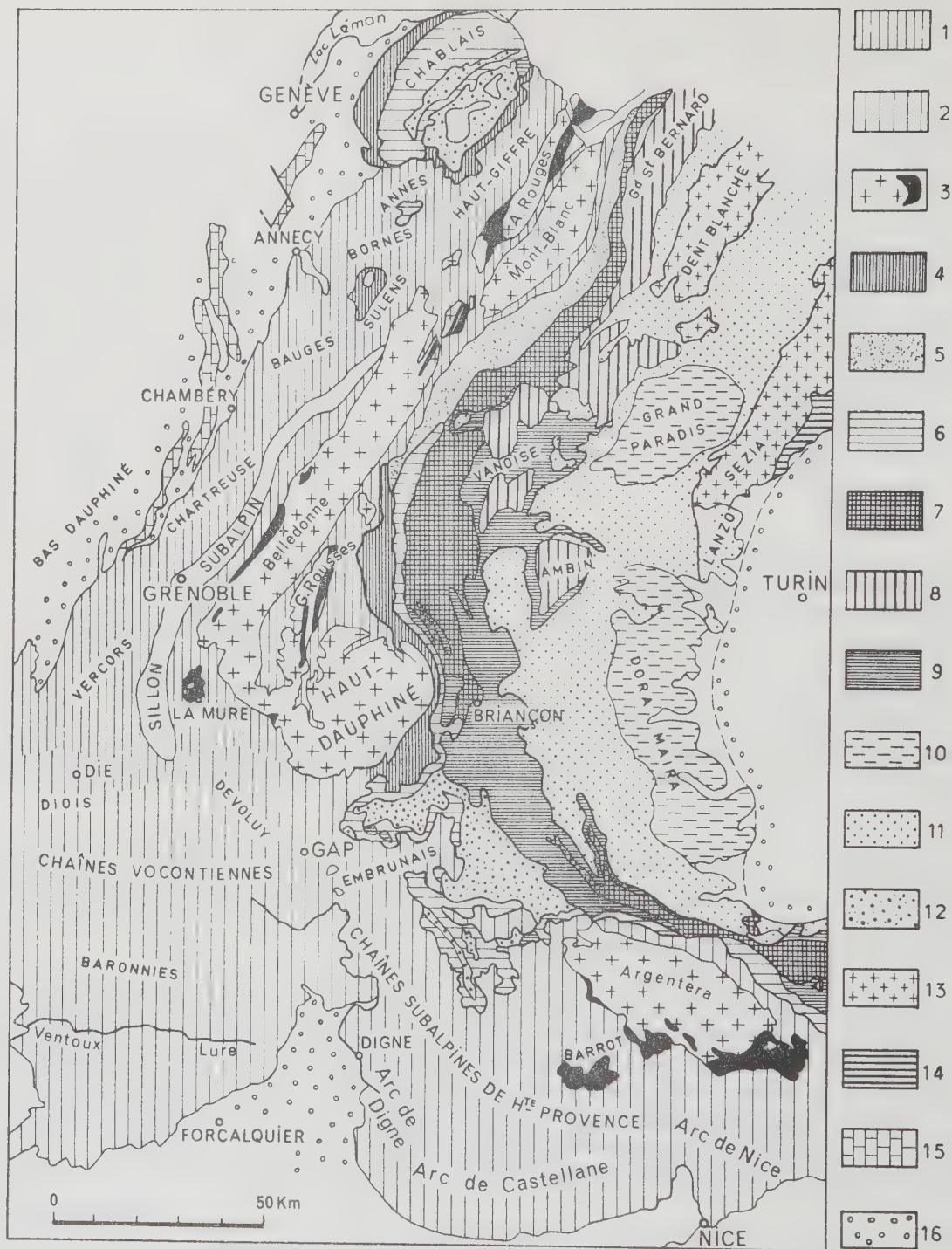


Figure 1 - Schéma structural des Alpes franco-italiennes (J. Debelmas, 1970).

1 : chafnes subalpines septentrionales ; 2 : chafnes subalpines méridionales ; 3 : massifs cristallins externes et bassins permo-houillers ; 4 : zone ultra-dauphinoise ; 5 : zone valaisane ; 6 : zone subbriançonnaise ; 7 : zone houillère briançonnaise ; 8 : zone Vanoise, Mont Pourri (Permo-houiller briançonnais métamorphique) ; 9 : mésozoïque briançonnais ; 10 : massifs cristallins internes piémontais ; 11 : zone des Schistes lustrés piémontais ; 12 : nappes du Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Simme sl. ; 13 : zone Sesia ; 14 : zone d'Ivrée ; 15 : Jura ; 16 : bassins molassiques périalpins.

L'essentiel reste peut-être cette beauté qui n'existe que par les bribes que nous en découvrons ; il est dans ces vérités particulières qui se cristallisent peu à peu, il est dans tout ce qui sommeillait et qui reprend vie.

Je crains, au début de ce travail, que ma seule condition marque autant ce pays qu'il m'a lui-même transformé. Me pardonnera-t-on "si, comme Véronèse dans la maison de Lévi" (*), je montre le nez dans un coin du tableau ? A défaut de pouvoir livrer de ce petit monde l'image objective qu'il mérite, j'ose espérer qu'à travers ma trahison, simple débordement du coeur, puisse sourire un peu plus de son vrai visage.

B — CADRE GÉOGRAPHIQUE

I — DÉLIMITATION DU SUJET

Le massif du Haut-Dauphiné est un vaste quadrilatère limité au Nord par les vallées de la Romanche (Oisans) et de la Guisane, à l'Est et au Sud-Est par la vallée de la Durance, au Sud et Sud-Ouest par la vallée du Drac. Les petites vallées de la Malsanne et de La Lignarre qui se rejoignent au col d'Ornon ferment ce quadrilatère au Nord-Ouest, à la hauteur de Bourg-d'Oisans.

La région qui fait l'objet de ce travail appartient à la partie occidentale du massif du Haut-Dauphiné ; c'est-à-dire à celle dont les eaux sont drainées par le Drac et ses affluents (principalement la Romanche, le Vénéon, la Bonne, La Séveraisse, la Séveraissette), à l'exclusion de ceux de la Durance.

Des 2500 km² du massif, 1500 km² appartiennent à la partie occidentale (Drac) du massif. J'en ai parcouru un millier.

Au point de vue géologique, cette région appartient à la zone externe des Alpes occidentales. Elle fait partie des "massifs cristallins externes" (également appelés "massifs centraux" des Alpes françaises), qui de la Méditerranée à la Suisse dessinent un arc de cercle à grand rayon de courbure et comprennent du Sud au Nord : l'Argentera, le Haut-Dauphiné, les Grandes-Rousses, Belledonne, et le massif du Mont-Blanc - Aiguilles Rouges. Ces massifs qui se prolongent en Suisse par le massif de l'Aar sont situés entre les Préalpes (chaînes subalpines) à l'Ouest et les Alpes internes à l'Est (fig. 1).

II — "HAUT-DAUPHINÉ"

Depuis le début du siècle, on a désigné le Haut-Dauphiné sous un nombre croissant d'appellations :

- Massif des Ecrins (in P. et G. Veyret, 1967, par exemple)
- Massif du Pelvoux (in Gidon, 1954 et Debelmas, 1955, par exemple)
- Massif des Ecrins-Pelvoux (in Devies et Laloue, 1946 et 1970, par exemple)
- Oisans ou massif d'Oisans (in Cl. Bordet, 1961, par exemple).

J'ai moi-même hésité entre plusieurs dénominations. Récemment, dans un court article paru dans la revue La Meije (1970) Rousset a plaidé avec beaucoup de raison et de sentiment pour l'appellation de "Haut-Dauphiné".

(*) Paul Morand (Venises).

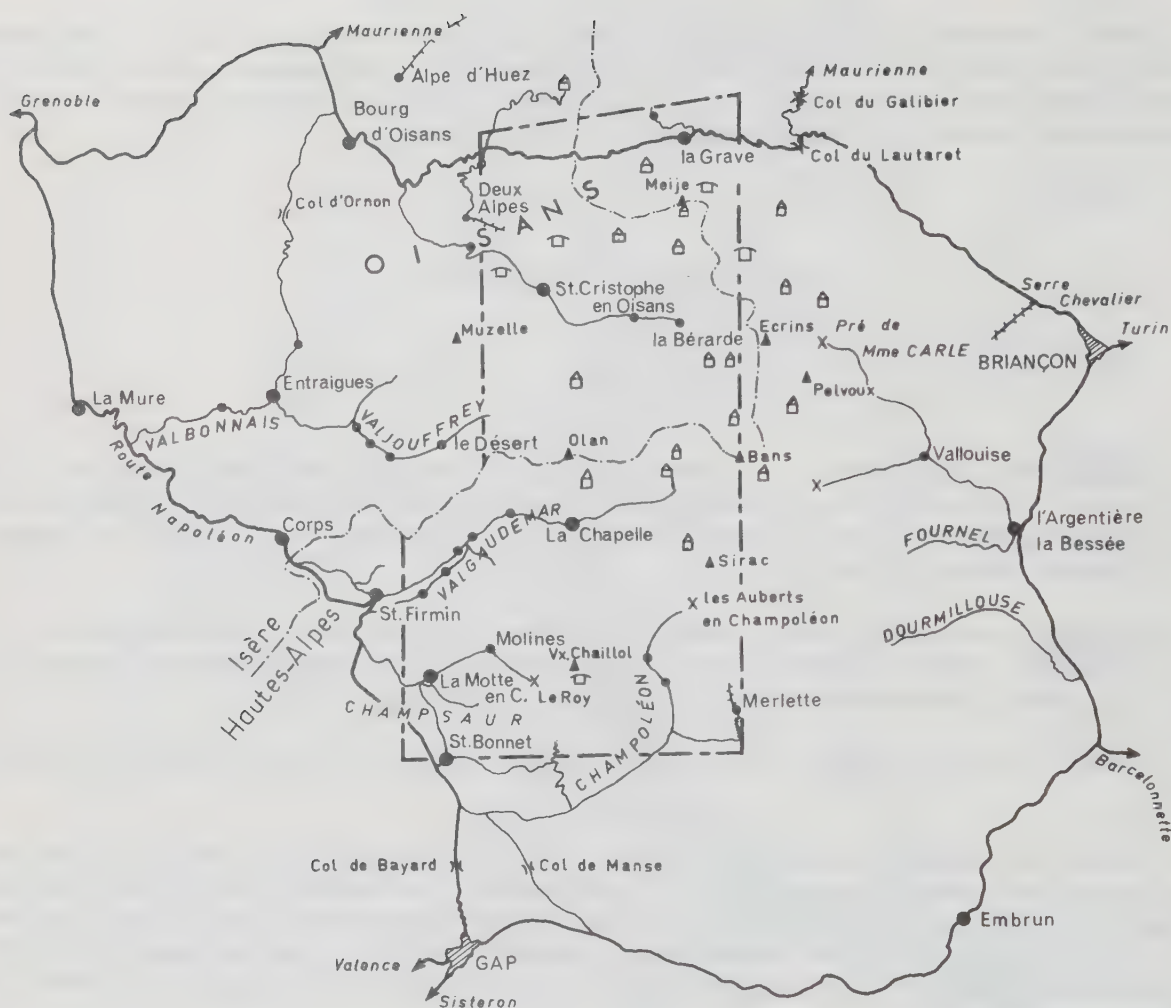


Figure 2 - Voies d'accès et moyens de séjour en Haut-Dauphiné et délimitation approximative du secteur étudié.

"Depuis près de dix siècles, le Briançonnais, puis l'Oisans, font partie intégrante des domaines des Comtes d'Albon. C'est autour de ces hauts massifs que peu à peu la ténacité de trois races de souverains a rassemblé le pays sous l'original et beau nom de Dauphiné".

"Tout au long des siècles, cette appellation s'est maintenue pour désigner tout ce pays de montagne. Les plus anciennes cartes portent "Delphinatus pars"... Les premières découvertes de l'alpinisme se réfèrent toutes à ce nom" (ibid). Le premier livre-guide du massif par Coolidge, Duhamel et Perrin (1887) s'intitule "Guide du Haut-Dauphiné".

Or les autres termes utilisés actuellement n'ont ni le poids de la raison ni celui de l'Histoire :

- l'Oisans est le pays de la tribu gauloise des Ucennes, l'un des 45 peuples soumis par Auguste dont le nom est inscrit sur le Trophée de la Turbie (latin Ucenni, grec Iconii) ; ce nom est également cité par Pline l'Ancien (III 24-4) et deux fois par Strabon (IV-1-11 et IV-6-5). Au Moyen-Age on parlait de la noblesse uisanne. Ainsi ce nom ancien, parfaitement établi dans son usage doit-il être réservé au bassin de Bourg-d'Oisans et aux vallées qui l'arrosent (haute vallée de la Romanche, Vénéon, Lignarre). Il ne peut, malgré l'emploi qu'en font les alpinistes habitués à grimper surtout dans la vallée du Vénéon, être étendu à l'ensemble du massif, et notamment, aux bassins de la Durance et du Drac pour lesquels existent d'autres noms locaux tels Champsaur, Valgaudemar, etc. (fig. 2) ;

- le Pelvoux, nom ancien également, désigne un sommet qui n'est que le quatrième sommet du massif après les Ecrins, la Meije et l'Ailefroide, et qui, de plus, est fortement excentré à l'Est. Son principal mérite en dehors de la beauté certaine du nom, est d'être bien visible depuis la vallée de la Durance et d'avoir été le premier sommet important du massif à être gravi (la Pyramide en 1828) ;

- aussi beaucoup de gens lui préfèrent-ils maintenant le terme d'Ecrins, point culminant du massif (4102 m). Mais outre que ce nom fait double emploi avec celui de Haut-Dauphiné, l'histoire de sa création récente n'est que le résultat de la méprise des officiers géodésiens du "Dépôt de la Guerre", chargés au XIXe siècle de se faire nommer les principaux sommets par les indigènes ne parlant que patois. Invisible depuis la vallée, ce sommet qui comme tous les grands sommets, n'intervenait pas dans la vie des gens du pays, n'avait en fait pas de nom. C'est ainsi que celui d'une modeste vire de la face nord-est du Pelvoux fut catapulté à la pointe de cette belle montagne.

Pour toutes ces raisons, j'ai donc à mon tour adopté l'appellation de Haut-Dauphiné pour "ces hautes terres à cheval sur plusieurs versants et plusieurs climats", écartelées par la nature, mais réunies par la main de l'homme.

III – LE RELIEF ET L'ÉROSION

"Et je vous prie de croire que c'était un drôle d'évêché ! Plein de trous et de bosses, avec par-ci par-là un semblant de paroisse".

(Samivel)

Le relief du Haut-Dauphiné est l'un des plus vigoureux d'Europe. Jusqu'au rattachement de la Savoie au siècle dernier, il possédait le point culminant et les seuls "4000" de la France (Dôme de Neige et Barre des Ecrins 4014 m et 4102 m). Son altitude élevée (la moyenne s'établit à 2279 m, Blanchard, 1943, p. 44) est soulignée par la profondeur des vallées qui le découpent et le cernent (fig. 2 et 3). Depuis Bourg-d'Oisans (724 m), Entraigues (806 m), Gap (760 m), Embrun (980 m), Briançon (1200 m), les vallées s'élèvent vers le cœur du massif, y modelant une série de fers à cheval juxtaposés, sans communication directe. La longueur et la raideur des versants est rehaussée par l'éclat d'un système glaciaire soulignant le dessin des crêtes principales (fig. 4).

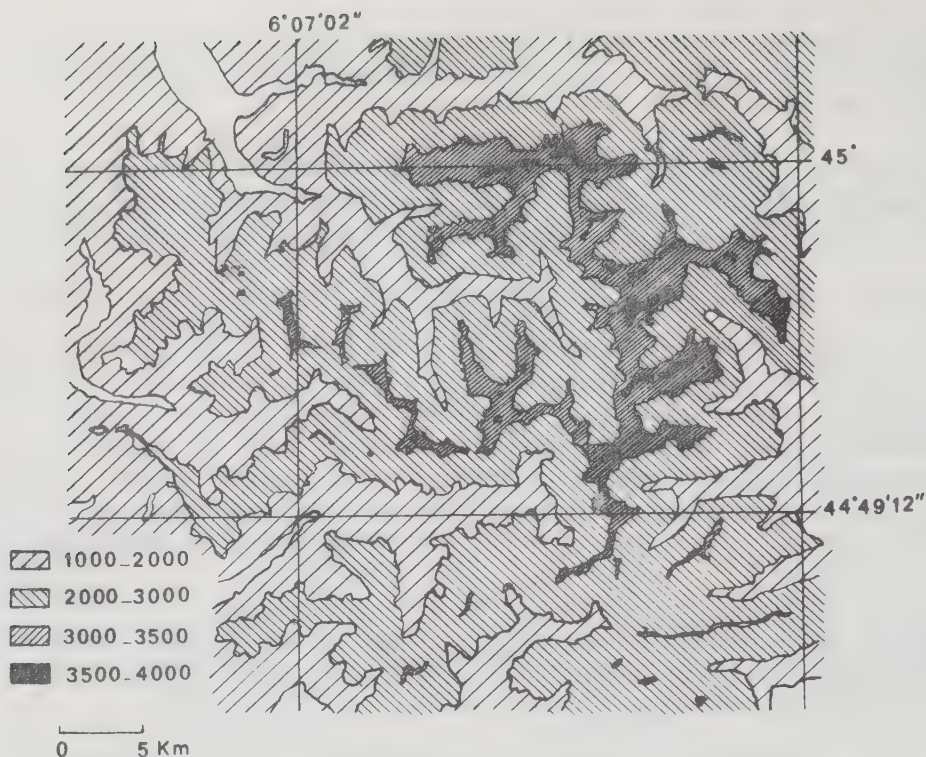


Figure 3 - Topographie du Haut-Dauphiné (d'après P. Bellair, 1948).

Le massif, centré sur l'axe méridien Meije-Ecrins-Bans, a l'architecture d'un toit dissymétrique, à pente plus forte vers l'Est, découpé par de longues et profondes vallées en une série de fers à cheval juxtaposés. (M : Meije, E : Ecrins, B : Bans).

Comme l'a remarqué Blanchard (1943, tome III) le Haut-Dauphiné forme une "masse plus compacte" que le massif du Mont-Blanc, à cause de son étendue d'abord (il est trois fois large comme le Mont-Blanc), puis, par suite d'un certain nombre de caractères du relief, que reflète par exemple le "coefficient d'aération" du massif ; celui-ci de 0,21 pour le Mont-Blanc, passe à 0,19 pour la haute Romanche et le Valgaudemar, à 0,17 pour le Vénéon, et même à 0,14 pour le Haut-Valgaudemar. Dans les temps historiques, nous savons aussi que les précipitations ont toujours été moindres sur le Haut-Dauphiné, et par conséquent que l'action érosive des glaciers et des eaux était plus faible. La masse enfin des roches cristallophylliennes et cristallines qui le composent n'a pas l'unité de celle du Mont-Blanc, ni sa structure très orientée. N'en déplaise à Blanchard, même les arêtes de la Meije ne se comparent pas à celles des Aiguilles de Chamonix. S'il y a moins de géométrie, il y a plus de subtilité harmonieuse dans ses formes.

Aussi peut-on souligner ici l'harmonie et la variété infinies des paysages construits ; chaque vallon est un microcosme, une patrie en soi, né de la conjonction des données géologiques parfois disparues, des phénomènes géographiques qui s'y reflètent inlassablement, et de leur magnification par la Nature et par l'Homme. Mais au-delà de sa diversité, le Haut-Dauphiné possède une unité fondamentale aussi difficile à expliquer qu'elle est sensible au coeur et à l'esprit de ceux qui le parcourent.

1 - LE RELIEF GLACIAIRE DU HAUT-DAUPHINÉ

Ce sont les processus d'érosion glaciaire qui ont fixé le modelé du massif, au cours du dernier million d'années. Les trois glaciations sont difficiles à distinguer au coeur des Alpes puisqu'elles y trouvaient la source de leur extension. La disparition des très grands glaciers date d'il y a environ 10 000 ans ; à cette époque, la limite d'alimentation des

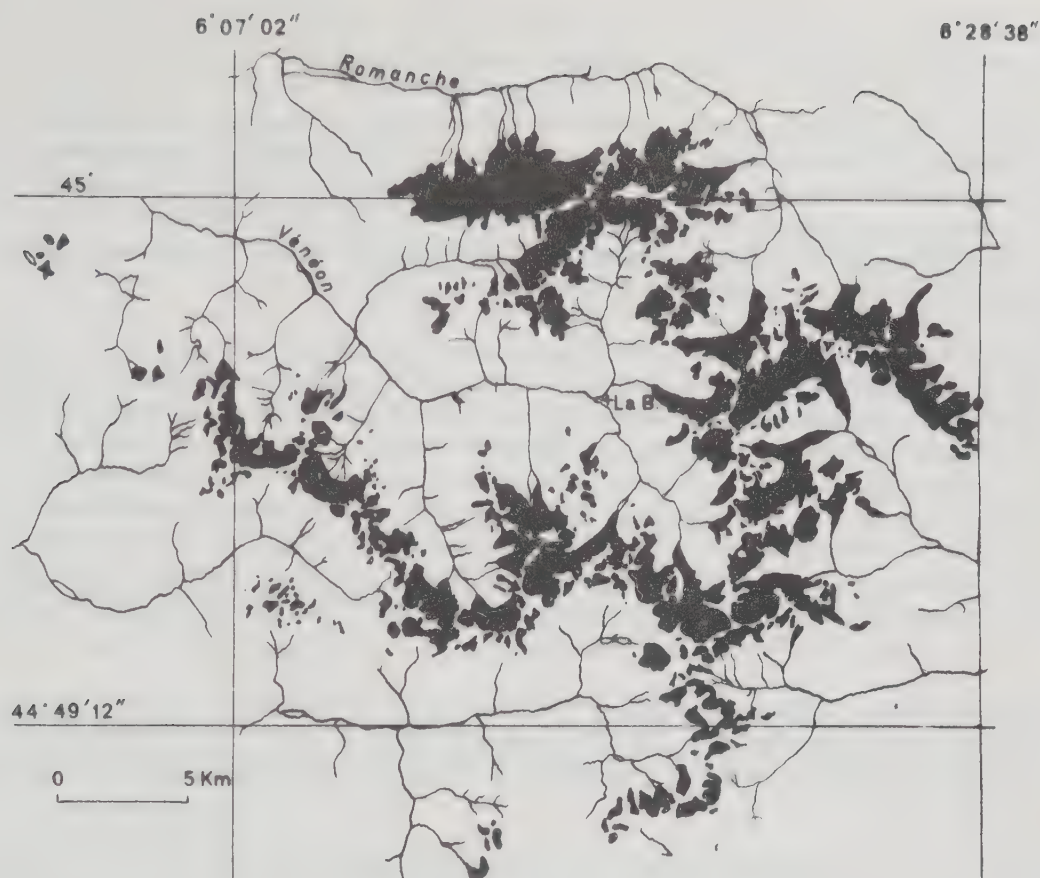


Figure 4 - Les glaciers actuels du Haut-Dauphiné (d'après P. Bellair,1948),

Depuis que cette carte a été établie d'après les levés du Service Géographique de l'Armée vers 1935, l'appareil glaciaire s'est encore rétracté. Il occupe globalement une surface d'environ 100 km^2 (1/20 du massif).

"De nombreux appareils de taille restreinte soulignent les crêtes sur lesquelles ils se perchent" (R. Blanchard,1943). Les glaciers de vallée sont rares. Au Nord, la calotte du Mont de Lans forme la tache la plus sombre. Au centre du fer à cheval glaciaire du Vénéon, La Bérarde est "La Mecque" des alpinistes depuis bientôt un siècle.

glaciers par les neiges dites "éternelles", qui ne fondent pas l'été, s'est progressivement relevée de 1400-1800 m à 3000 m (valeur actuelle). Les mers de nuage qui emplissent parfois "vallées et cols peuvent seules donner une idée de cette extraordinaire prolifération glaciaire" (P. et G. Veyret, 1967). Cirques, vallées et lacs glaciaires sont les témoins les plus vivants de cette glaciation.

Les cirques glaciaires situés pour la plupart entre 2000 et 3000 m d'altitude sont généralement peu enfoncés au pied des parois (en v a n s , Allix). Leur action alvéole les masses compactes, et y aiguisé ainsi les arêtes. Dans le cas des glaciers plus épais (comme actuellement celui de La Pilatte), le creusement des cirques glaciaires "en fau - teuil" peut avoir été le plus important.

Les vallées glaciaires, larges et profondes, ont acquis des formes d'une géométrie presque parfaite sous l'épaisseur énorme de la glace qui les remplissait (probablement plus de 2000 m par endroit) (fig. 5, 6 et 124). Leurs flancs s'agrémentent de replats et épaulements au gré de la résistance de la roche, tandis que leur profil est marqué de

verrous et ombilics. Les vallées secondaires sont suspendues : le mur final par lequel elles rejoignent la vallée principale constitue un obstacle pour les communications humaines ; cette difficulté se retrouve dans la toponymie des rivières ; c'est bien la rivière principale qui conserve son nom (fig. 5 et 6).

Les lacs glaciaires ont disparu dans les grandes vallées, par suite de l'importance du transport de dépôts remaniés effectué par les torrents. L'homme en a créé ou recréé quelques-uns pour ses besoins : barrage du Plan du Lac (Vénéon), barrage du Chambon (1935) (Romanche), barrage du Sautet (1935) et de Monteynard (276 millions de m^3) (Drac), barrage de Serre-Ponçon (1 milliard de m^3 , l'équivalent du lac d'Annecy) (Durance) enfin. Il ne subsiste plus au coeur du massif que quelques petits lacs, d'autant plus nombreux que la glace a quitté la région il y a moins de temps (partie occidentale du Mont de Lans, nouveau lac du glacier de La Lavey, ...).

Les dépôts glaciaires constituent les témoins morts de cette activité. Au coeur du massif, ce sont d'abord les systèmes parfois complexes des moraines latérales (*) et frontales de chaque vallon. Plus bas dans les vallées, les dépôts glaciaires anciens, fortement attaqués et remaniés par l'érosion, parfois accompagnés de dépôts plus récents, recouverts par la végétation, ne se reconnaissent pas toujours facilement. Plus bas encore, dans les grandes vallées (Drac, Durance), les dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires prennent une importance et une complexité extraordinaires. Le col Bayard n'est en fait qu'un bouchon morainique qui date probablement de l'interglaciaire Riss-Würm, mais "l'histoire géologique de la partie amont du Drac où les épisodes glaciaires se multiplient semble encore assez obscure et difficilement déchiffrable". Dans la région de Corps par exemple on peut arriver à distinguer les traces de trois glaciations, postérieures au creusement de la première vallée, qui a dû elle-même être précédée par une ou plusieurs glaciations anciennes (Lambert et Monjuvent, 1968).

Plus haut sur le cours du Drac, M. Gidon et Monjuvent (1969) distinguent huit stades successifs d'événements survenus au cours du retrait des glaciers et s'étendant du Riss au Würm. C'est dans la haute vallée du Drac, que l'on a pour la première fois en France pu mettre en évidence des dépôts glaciaires antéwürmiens dans le cours supérieur d'une vallée intra-alpine.

Actuellement, l'érosion glaciaire se poursuit avec une intensité bien moindre. Sur les 4000 km^2 que recouvrent encore les glaciers des Alpes, le Haut-Dauphiné en possède 100 km^2 environ (8 % de sa superficie totale environ), ce qui correspond à peu de choses près au seul glacier d'Aletsch (115 km^2) ou à deux fois et demie le complexe Mer-de-Glace - Glacier du Géant - Vallée-Blanche (40 km^2). C'est un chiffre faible en regard de la superficie relativement énorme du Haut-Dauphiné (cinq fois celle du Mont-Blanc). C'est qu'en effet le développement des glaciers est soumis à trois paramètres principaux, en partie liés l'un à l'autre :

- | | | |
|----------------------------------|---|----------------------|
| - l'altitude | } | facteurs climatiques |
| - l'abondance des précipitations | | |
| - la température moyenne | | |

L'altitude a un effet primordial, on peut dire que l'importance de l'englacement est en rapport direct avec l'étendue des surfaces situées à plus de 3000 m d'altitude. Or celles-ci sont relativement réduites (fig. 3) : l'altitude moyenne du massif est de 2279 m contre 2760 m au Mont-Blanc (Blanchard, 1943), et seulement 12 % des terres dépassent 3000 m. Même dans le bassin du Haut-Vénéon, le plus englacé du massif, où l'altitude moyenne atteint 2600 m, "les superficies dépassant 3000 m n'occupent que 22 % du total, contre 32 % au Mont-Blanc" (Blanchard, 1943, p. 99). On comprend dès lors que les glaciers de vallée soient rares, peu développés (6 km pour le Glacier-Blanc et le Glacier-Noir, 5 km pour les glaciers de La Pilatte et du Chardon), et que la masse glaciaire se soit retirée vers les crêtes, multipliant les petits appareils "accroupis dans les cirques ou cramponnés aux crêtes".

Ce sont essentiellement les facteurs climatiques qui règlent l'altitude limite des neiges "éternelles". Un climat plus méridional et des précipitations moindres (3,26 m de neige à Saint-Christophe-en-Oisans, trois fois plus au Tour situé à la même altitude dans la vallée de Chamonix) amènent cette limite à une altitude supérieure à celle

(*) "L'Oisans est le pays des grandes moraines latérales" (Bellair, 1948).

du Mont-Blanc (*). Déjà en 1929, Allix l'avait fixée à 2900 m sur le versant des Rousses et à 3100 m plus à l'Est ; elle n'a pu depuis lors que remonter. Une nouvelle montée de cette limite serait fatale pour les glaciers du Haut-Dauphiné qui prendraient alors un aspect voisin de celui des Pyrénées actuelles. Au contraire une descente même faible de cette limite multiplierait très rapidement la surface englacée par deux ou trois (**). Au cours des toutes dernières années, ce phénomène s'est amorcé : si la plupart des glaciers et notamment ceux des faces sud continuent à régresser (depuis le début de mes travaux en 1962, le glacier de La Pilatte a reculé d'environ 200 m, et a perdu plusieurs mètres d'épaisseur), certains glaciers, surtout de la partie septentrionale sont actuellement en équilibre, ou progressent même à nouveau. Ainsi sur la face nord de la Meije, le glacier du Tabuchet, grande nappe glaciaire suspendue sur un flanc rocheux se modifie peu ; quant aux glaciers de la face nord du Pic Gaspard, leur progression est telle qu'ils ont débordé sur leurs limites en 1933 (carte IGN au 20 000e de La Grave, n° 7). Rappelons d'ailleurs que les effets d'un refroidissement ou d'une précipitation plus abondante ne se font pas immédiatement sentir : il faut attendre que la masse de glace plus importante parvienne à l'extrémité du glacier, ce qui dépend de la longueur et de la vitesse d'avancement de la glace (70 m/an pour la Mer-de-Glace). Dans le cas des glaciers de vallée comme le glacier de La Pilatte ou le Glacier-Blanc, ce laps de temps dépasse certainement la dizaine d'années.

2 - L'ÉROSION POST-GLACIAIRE

L'érosion glaciaire n'a plus la vigueur qu'elle a eue. A notre époque interglaciaire, les processus d'érosion les plus spectaculaires sont essentiellement des processus de réadaptation aux conditions actuelles. Ses agents sont au nombre de trois principalement, le gel, l'eau et la pesanteur.

Le gel attaque les hautes parois et cimes rocheuses (cryoclastisme). Les montagnes sont fragmentées par le gel, canalisées par les grands couloirs, bloc par bloc, pierre par pierre, et réduites à l'état d'éboulis. Certains de ces couloirs débitent leurs cent kg de pierre par jour (1 m³ par mois). Ce sont les premières retouches au relief glaciaire, les moins importantes probablement.

L'eau par sa tendance à un écoulement régulier, rabote et nivelle inlassablement, remplissant les creux, creusant les obstacles. Sa puissance d'érosion et de transport est considérable (j'ai pu me rendre compte, que lors d'une crue orageuse, le Vénéon avait entraîné à la sortie du Plan du Carrelet, un bloc de migmatite amphibolique de quelques 7 m de long sur 4 à 5 m de hauteur, soit plus de 100 tonnes). Cette réadaptation hydrographique est déjà bien avancée en ce qui concerne les cours d'eaux principaux (fig. 5 et 6). Pour les cours d'eaux secondaires, elle se manifeste surtout par la formation de cônes torrentiels parfois volumineux, cônes torrentiels qu'alimentent également les débris entraînés par les avalanches.

La pesanteur enfin aboutit à une véritable "réadaptation gravimétrique" (P. et G. Veyret, 1967). En dehors du rôle fondamental qu'elle a sur l'écoulement de l'eau, et du rôle complémentaire qu'elle joue par rapport à l'action du gel, elle s'est manifestée dans les innombrables éboulements (notamment ceux très importants de la vallée de la Romanche, clapiers d'Auris, Combe de Malaval et de la vallée du Vénéon : clapiers de Saint-Christophe), et glissements (Clavans-en-Oisans). Aujourd'hui ses effets se voient dans les fréquents "appels au vide" qui crevassent la montagne en bordure des grandes falaises (notamment, dans des endroits accessibles, au Diable, au Nord du Plan du Lac, ou au Pic de Pétarel sur le versant de Navette) et par quelques éboulements spectaculaires qui ont eu lieu ces dernières années : éroulement du Clocher des Ecrins sur le versant de Bonne-Pierre en 1931 (et formation à sa place

(*) En Dauphiné (P. et G. Veyret, 1967).

Altitude	% neige/total des précipitations
3800	100 %
3000	80 à 90 %
2000	50 à 60 %
1000	20 à 30 %

(**) Un refroidissement général de 1°C fait descendre cette limite de 120 à 200 m.

de trois aiguilles), écoulement de la brèche Zsigmondy à la Meije le 15 mai 1964, éboulement à la face sud de la Meije orientale, le 2 septembre 1969.

Dernier aspect de ce rôle de la pesanteur : les avalanches de neige. En tant qu'agent de transport, leur rôle est mineur. Par contre, en tant qu'agent de dénudation, les avalanches favorisent l'action ultérieure des autres facteurs.

Parmi ceux d'importance moindre, tels que la foudre ou les activités humaines, je mentionnerai toutefois le rôle des séismes qui, bien que peu nombreux et d'intensité généralement faible contribuent à déstabiliser cimes et parois. C'est probablement un séisme un peu plus important qui a occasionné au XVI^e siècle la formation des "clapiers" synméttriques d'Auris et de Saint-Christophe dont il a été question plus haut.

3 - INADÉQUATION DU RELIEF AUX STRUCTURES

C'est devenu une banalité que d'affirmer que l'explication des grandes lignes du relief réside avant tout "dans la tectonique et dans la structure" (P. et G. Veyret, 1967). Cette théorie (*) développée lors de l'étude morphologique des terrains sédimentaires alpins s'applique effectivement bien aux zones sédimentaires du Haut-Dauphiné ("synclinal" intérieur de Morges, sutures sédimentaires en dépression, "cuestas" bordières du Priabonien). Mais, et c'est une observation nouvelle que je tiens à souligner, dans ses grandes lignes, le relief du Haut-Dauphiné ne correspond absolument pas aux structures du cristallin actuellement observables.

1/ Inadéquation aux structures anciennes du cristallophyllien

Si dans la région du Chaillol, l'alternance de bancs amphiboliques et micaschisteux se marque dans le paysage par de petites vires, dès que l'on atteint le coeur du massif, il devient malaisé de suivre la foliation des gneiss, et leur plissement, dans le paysage. A distance, un horizon repère amphibolique ne laisse aucune trace. La nature granitoïde de la majorité des roches en est la cause ; dépourvus d'une fissilité aisée, les gneiss et les migmatites se comportent comme des corps relativement isotropes. Seuls, les zones de faille et les filons marquent profondément le paysage. Même le contact d'un massif de granite, s'il ne tranche pas par sa couleur peut, de loin, ne pas se remarquer.

2/ Relative indépendance du relief par rapport aux granites

Contre le seul granite de Pétarel dont la forme batholitique a été soulignée par l'érosion, il en est vingt autres dont le relief apparaît sans relation directe avec l'emplacement. La ligne de contact des granites avec leur encaissant suit souvent dans le paysage un itinéraire capricieux. On peut toutefois dire qu'en règle générale, les granites acides sont plus facilement érodés que les schistes cristallins qui les encaissent, ce qui est aussi une exception aux "règles" morphologiques couramment admises par les géographes alpins. Dans le cas des granites de Turbat-Lauranoure et des Etages, c'est même le coeur du batholite qui est érodé préférentiellement dans une sorte "d'inversion de relief".

Au total, si les granites forment quelques grandes murailles (face nord du Rateau, face sud des Bans et base des faces nord du Pelvoux, du vallon des Etages, du Plaret, ou de la face sud de La Meije), ils ne forment que très peu des grands sommets du Haut-Dauphiné. Les Ecrins (4102 m), les différents sommets de La Meije (3983 m), l'Ailefroide (3954 m), le Pelvoux (3946 m), le Pic Sans Nom (3914 m), le Pic Gaspard (3883 m) et tant d'autres ont leur sommet formé de gneiss et de migmatites ; le Rateau (3809 m), la Grande Ruine (!) (3765 m), les Bans (3669 m) et Lauranoure (3323 m) sont parmi les seuls sommets granitiques du massif.

3/ Ecaillages alpins invisibles

Ce n'est certes pas la morphologie qui a pu m'aider à suivre sur le terrain des écaillages intracristallins comme

(*) Allix (1929) s'est fait le champion de cette théorie séduisante qui lui servit à étayer son étude géographique. En s'engageant dans le domaine cristallophyllien du Haut-Dauphiné avec tout ce que cela amène comme simplification sur le plan des associations minérales et comme uniformité dans le comportement des roches à l'altération, Allix avait probablement atteint les limites de validité de son argument.

ceux de Colle-Blanche (fig. 145). Malgré leur importance, ces structures passent totalement inaperçues dans le paysage, et je suis certain que beaucoup d'autres restent à découvrir.

Lorsque le sédimentaire y est impliqué, le type d'accident est au contraire généralement mieux marqué. Ceci n'empêche toutefois pas que certaines sutures sédimentaires aient échappé à l'observation jusqu'à ces dernières années, et que d'autres restent certainement à découvrir.

4/ Inadéquation du réseau hydrographique aux structures alpines récentes

Certaines cassures se suivent aisément dans la topographie, comme la faille Est-Ouest de la Casse-Déserte amplement décrite par Bellair (1948, p. 308 à 315). A vrai dire, beaucoup de cassures de faible importance se suivent dans les flancs des montagnes où elles déterminent d'innombrables petits couloirs (Bellair, 1948, p. 294). Développant cette constatation, les géographes ont été assez naturellement conduits à penser, puis à écrire, que les vallées sont situées sur l'emplacement des fractures du socle (Allix, 1929, p. 128), fractures d'autant plus importantes que la vallée est elle-même importante. Or dans de nombreux cas, l'observation ne corrobore pas cette thèse, elle la contredit même. Par souci de clarté et de concision, je ne citerai que trois exemples :

a - Vallée de la Romanche (Combe de Malaval)

Entre La Grave et le lac du Chambon, la Romanche emprunte une vallée étroite, profonde et sinistre, dont la direction Est-Ouest a de tous temps frappé les géographes et géologues. Il est devenu classique de parler de "la faille de la Romanche" après Elie de Beaumont ("défilé qui paraît n'être que l'ouverture restée baillante d'une grande faille", 1834, p. 36), Ch. Lory (1864, p. 212), Allix de nouveau (1929, p. 151) et Bellair (1948, p. 316), pour lequel la présence du chevauchement de La Meije (3 à 5 km plus au Sud) montrerait "la réalité d'un accident tectonique suivant la vallée".

Pourtant, je n'ai trouvé aucun indice de cette cassure dans les deux versants de la vallée, très rapprochés à cet endroit.

Les directions des failles du Plateau-de-Paris et du Mont-de-Lans sont dans l'ensemble rigoureusement perpendiculaires à la vallée et se poursuivent d'un bord à l'autre. Quant aux cassures parallèles à la vallée, elles sont rares, et il serait étonnant que la dite "faille" emprunte le tracé malgré tout contourné de la vallée et soit masquée entièrement par les alluvions de la Romanche.

De même, l'étude succincte du cristallophyllien que j'y ai faite m'a montré une parfaite continuité entre les deux rives : en particulier les niveaux d'amphibolites de divers pendages se suivent sans hiatus du Nord au Sud.

b - Vallée du Vénéon à hauteur de Saint-Christophe

De Champhorent au Plan-du-Lac, le Vénéon s'enfonce très profondément selon une direction SE-NW. Certains auteurs, Vernet en particulier (1964, p. 32 et Pl. I, fig. 3), ont voulu y voir la trace d'un accident majeur du massif.

Comme on peut s'en rendre compte le long de la route, toute cette zone est effectivement très écrasée, schistifiée et mylonitisée par endroits. Mais, chose curieuse, la direction de cet écrasement est franchement oblique sur celle de la vallée. Ceci se voit d'ailleurs très bien dans le lit même du Vénéon où les niveaux les moins écrasés forment de petits barrages en travers du torrent. D'ailleurs, les quelques niveaux repères dont on dispose franchissent le Vénéon sans interruption ni modification (porphyroïdes des Bernardières, bandes amphiboliques du Puy - Alpe-du-Pin).

c - Haut-Valgaudemar

A y bien réfléchir c'est probablement l'exemple le plus frappant. En amont de la Chapelle, la rive gauche de la vallée est dominée par les terrains sédimentaires de l'important "synclinal de Morges" ; ces terrains sont en majeure partie formés de schistes liasiques assez tendres sur lesquels les eaux de ruissellement ont un pouvoir d'éro-

sion proprement fantastique (Navette, Pic Gazonné, Villar-Loubière, etc.). Le contact tectonique de ce sédimentaire avec le cristallin est sensiblement parallèle à la vallée. Mais la Séveraisse coule au Nord du contact, quelques 400 à 800 m en dessous de lui et recoupe les gneiss et le granite du Bourg dont les structures sont obliques sur la vallée, alors même qu'en rive droite s'échappe, sans traces, la grande suture du Rif-du-Sap - Pas d'Olan.

C'est donc prendre le problème à rebours que de conclure à l'existence de structures tectoniques récentes selon les alignements de points bas du relief. Certes, il est des cas où l'accord se fait, et pas seulement sur une échelle réduite : le vallon de Chabournéou parcouru par une suture sédimentaire très importante, en est un bon exemple, le meilleur peut-être (que dire par contre de l'autre côté du col du Loup-en-Valgaudemar ?). Mais on découvre en Haut-Dauphiné plus d'exemples inadéquats que d'exemples concordants. D'ailleurs, qu'un creux du relief soit parcouru par une cassure n'implique pas que celle-ci soit la plus importante du secteur. Ainsi, le col de Turbat (2684 m), point bas de la crête qui va du Pic de Turbat (3023 m) à l'Olan (3564 m) est effectivement traversé par un fin réseau de petites cassures alpines à remplissage de quartz-chlorite-épidote, que l'on peut parfois suivre sur plusieurs mètres ; mais ces fractures n'ont aucunement modifié, si ce n'est altéré à leur passage, le lacis de filons basiques qui truffent le granite sous le col lui-même ; par contre la cassure majeure qui parcourt la face sud-ouest de l'Olan, quelques centaines de mètres plus à l'Ouest, est à peine marquée par quelques replats et, jusqu'ici, a échappé à toute observation.

Si j'insiste encore, c'est que certains auteurs, comme Vernet dans sa thèse (1965) et de nombreuses autres publications, ont voulu accorder entre elles des structures effectivement observées, au moyen de ces "critères" morphologiques. Cette méthode aboutit inévitablement à des interprétations tectoniques erronées.

En définitive il n'y a malheureusement que le parcours mètre par mètre du territoire qui permette d'apprendre, avec infiniment de lenteur, les secrets, même les plus récents, de l'histoire du Haut-Dauphiné.

L'inadéquation des grandes lignes de la morphologie à celles de la structure ne laisse pas pour autant de poser un sérieux problème. Bellair (1948) a déjà dit que l'ordonnancement des vallées n'est que le reflet de la structure des niveaux supérieurs érodés, à jamais disparus. On avancerait peut-être aussi dans la solution de ce problème en distinguant les accidents liés à des phases de compression et ceux qui accompagnent des phases de détente (de La Roche, communication personnelle). Le tracé des vallées par exemple pourrait être plus influencé par les fractures de détente que par les failles de compression plus ou moins cisailantes. Il y a là en tout cas une direction de recherches, aux confins de la géographie et de la géologie, qui pourrait conduire à formuler de nouvelles hypothèses concernant la couverture alpine si mal connue du Haut-Dauphiné.

IV – HYDROGRAPHIE : LES TORRENTS DU HAUT-DAUPHINÉ

"Le façonnement de la partie occidentale a procédé par cinq grands troncs extrêmement allongés" (Blanchard, 1943, p. 40). Ce sont : la haute Romanche (34 km), le Vénéon (32 km), la Séveraisse (26 km), la Bonne (21 km) et le Drac.

Tous les cours d'eau du massif ont un régime essentiellement glaciaire ou nival. Ainsi leur écoulement est-il abondant et fortement contrasté :

- abondant puisqu'un torrent comme celui du Vénéon évacue quelques 70 litres par seconde et par km² de bassin versant - chiffre analogue à celui de l'Arve à Chamonix - (la Séveraisse, au Drac, évacue environ 43 litres par seconde et par km²) ;

- contrasté puisqu'en quatre mois ils écoulent environ 80 % de leur volume d'eau annuel. Ainsi, presque secs pendant l'hiver (la Séveraissette disparaît sous ses alluvions à hauteur de Molines-en-Champsaur), ils roulent des flots très abondants dès le début de l'été, surtout lorsque celui-ci se marque par un brusque réchauffement (le 21 juin 1967 par exemple, où la remontée brutale du front polaire a fait croître d'un seul coup la température d'une dizaine de degrés).

Le profil des cours d'eau principaux est très évolué (fig. 5 et 6), celui de la Séveraise, avec sa concavité prononcée est le plus achevé de tous. Cela s'explique par deux raisons :

- en terrain cristallin granitoïde, la roche répond à l'érosion torrentielle de façon remarquablement homogène. Dès qu'un cours d'eau sort du domaine cristallin (la Romanche en amont de La Grave par exemple), son profil se modifie (fig. 5) ;
- l'action des eaux courantes a joué depuis fort longtemps.

On remarquera les beaux parallélismes de profil des cours d'eau principaux. On les retrouve dans certains de leurs affluents, comme les torrents du Chardon et des Etançons pour le Vénéon, et ceci bien que ces deux torrents coulent en sens opposé. Mais dans l'ensemble, pour les torrents secondaires, plus ils sont courts plus forte est la pente (29 % pour la Mariande, affluent du Vénéon), et plus importante la chute finale de l'affluent dans le cours d'eau principal (350 m pour la même Mariande). Ce profil de la Mariande est d'ailleurs encore typiquement glaciaire : bassin de réception, zone d'accumulation à remplissage actuel lacustre, cascade finale correspondant au raccord glaciaire initial avec chute de séracs.

Quant aux profils transversaux, ils présentent de façon éclatante les caractéristiques glaciaires de ces vallées. "Ce sont de longs couloirs, bien calibrés, dont la largeur ne fléchit que tout à l'amont", et dont le fond est "tout brodé de cônes de déjection qui livrent à la rivière des assauts sans cesse renouvelés" (Blanchard, 1943).

L'importance de l'action des eaux courantes ne doit pas être envisagée seulement sur le plan de l'érosion, mais aussi sur le plan, d'ailleurs complémentaire, du transport. Au printemps, la compétence des torrents atteint des valeurs extraordinaires, et le débit solide d'un cours d'eau comme le Vénéon est de l'ordre du million de tonnes par an. Aussi ne peut-on s'étonner de l'absence de lacs naturels sur leurs cours.

V - LE CLIMAT ET LES HOMMES

Le Haut-Dauphiné est à cheval sur deux départements, dont l'un, les Hautes-Alpes, est parmi les plus pauvres de France, tandis que l'autre, l'Isère, est l'un des plus riches. A cet antagonisme économique correspond un antagonisme climatique au moins aussi prononcé : la limite entre les Alpes du Sud (Les Alpes ensoleillées, P. et G. Veyret) et les Alpes du Nord passe par le col Bayard et le col du Lautaret. A l'intérieur du massif cette limite suit une ligne capricieuse, sensiblement plus au Sud que la frontière des deux départements. Ainsi certains jours peut-on voir le mauvais temps qui a déjà noyé le Mont-Blanc, envahir les Alpes de Savoie et investir peu à peu le Nord du massif : l'Oisans. Quelques kilomètres plus au Sud, le temps restera pourtant clair et ensoleillé.

Du Nord au Sud, de la Romanche aux sources du Drac, l'atmosphère devient plus claire, les pluies plus brèves, les chutes de neige moins abondantes, la saison d'été plus sèche. Une période de mauvais temps se termine généralement par une brusque diminution de la température qu'accompagne une chute de neige sur les sommets et parfois dans la vallée (il n'est pas rare de voir tomber la neige jusqu'à 1500 m en plein été). Dès lors sont réunies les conditions qui font naître le mistral, ce vent du Nord violent et froid. Avec lui le beau temps revient petit à petit du Sud au Nord, et ce sont bien les plus belles journées que celles où la mer de nuage poussée du Nord, se déverse de vallée en vallée par tous les cols, perdant à chaque fois un peu de sa densité, et s'évanouissant finalement avant le col Bayard, dans la région du Sirac ou des Bans, dans la pureté du ciel de Provence.

Les chiffres du tableau 1 ne permettent pas de saisir le violent contraste des années, ni l'intensité catastrophique que peuvent parfois prendre les phénomènes naturels. A Grenoble, les précipitations qui totalisaient 1493 mm en 1910 n'atteignaient que 473 mm en 1921 ; à Gap, les 375 mm de la même année sèche 1921, augmentaient jusqu'à 1875 mm (cinq fois plus) en 1928. Sur un laps de temps plus court, il est tombé 1,80 m de neige à La Grave du 19 au 21 mars 1971, mais Gap a connu du 3 décembre au 11 février 1914 une période de 67 jours de sécheresse. Ces changements brutaux de temps appartiennent au climat méditerranéen, amplifié par les conditions montagnardes.

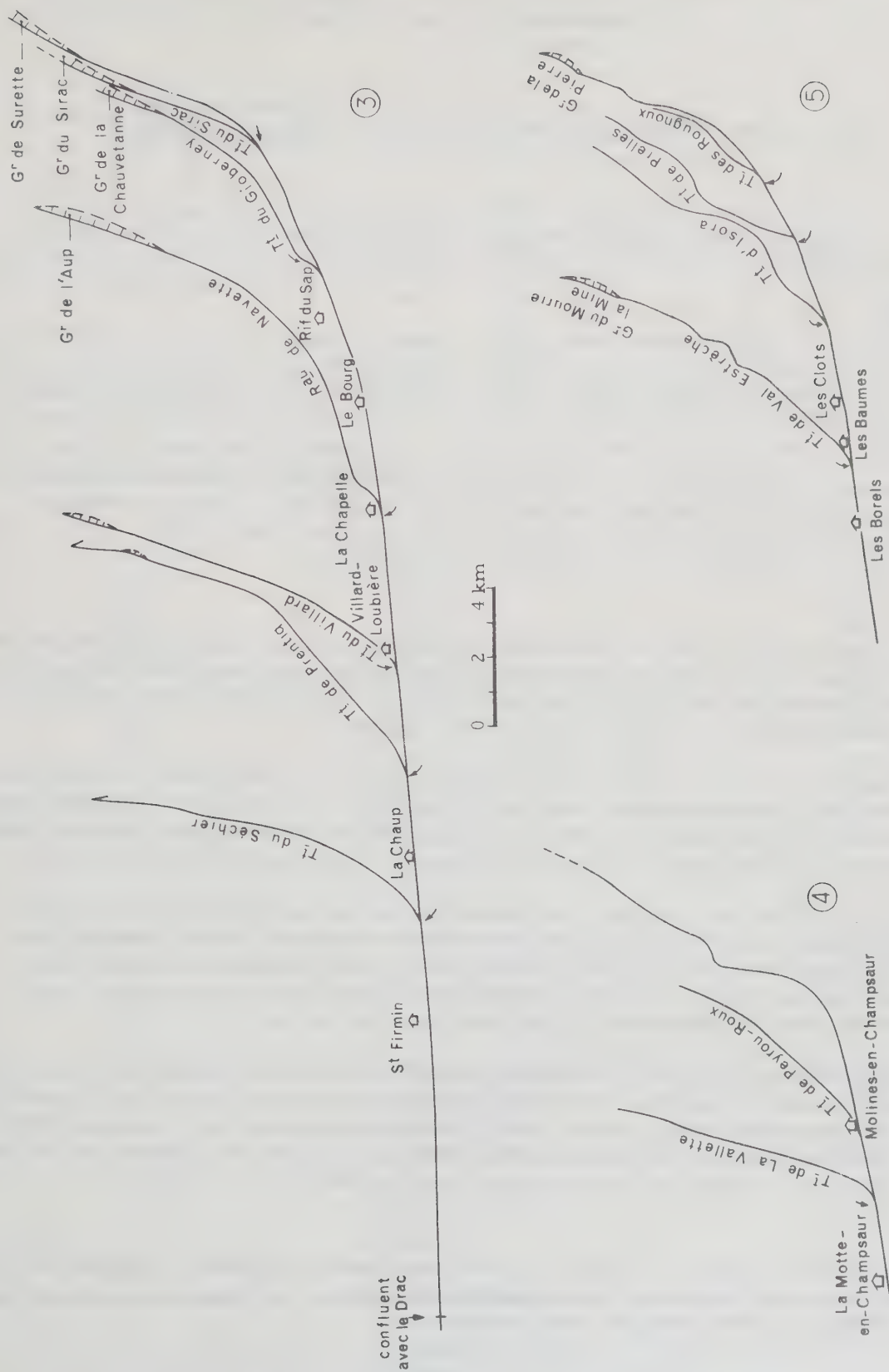


Figure 6 - Profil en long des principaux cours d'eau et de leurs affluents .
 3 : Séveraisse ; 4 : Séveraissette ; 5 : Drac.

Précipitations
(en millimètres d'eau)

		Alt.	Hiver	Printemps	Été	Automne	Année	Température annuelle moyenne (°C)	Jours de gel
		—	—	—	—	—	—	—	—
Sud	Gap	740	163	220 ← 177	295	855	9,0	< 39 > - 25	138
	Briançon	1298	114	150 ← 135	181	587	6,7		
Nord	Le Chazelet (1970)	1750	408	265 ← 128	237	1039			
	Grenoble	214	250	282 → 294	335	1161	10,4		81
	Chamonix	1044	305	239 → 364	315	1223	6,3		

Tableau 1 - Caractères climatiques comparés des zones sud et nord du Haut-Dauphiné (moyennes d'après P. et G. Veyret, 1967) ; pour le Chazelet, chiffres empruntés à la revue La Meije, 1971, n° 194. Sauf en altitude, il n'y a pas de contraste fondamental entre les saisons ; par contre, dans le Nord, les précipitations sont presque doubles de celles du Sud.

La dissymétrie climatique entre le Nord et le Sud en explique beaucoup d'autres. La hauteur des précipitations, plus forte au Nord, a entraîné la formation d'un système plus développé qu'illustre la présence de la plus grande calotte glaciaire d'Europe au Mont-de-Lans. Mais l'importance des formations glaciaires agit à son tour sur le climat : toutes choses étant égales par ailleurs, le Nord du massif est toujours plus froid.

Aussi le Nord est-il plus boisé que le Sud et le serait-il même beaucoup plus si pour subvenir aux besoins militaires, la forêt n'avait pas été systématiquement détruite aux XVIII^e et XIX^e siècles (*). L'habitat groupé au Nord, à fortes attaches savoyardes, devient plus ouvert au Sud tandis que l'accent encore nasal du parler français en Oisans cède peu à peu la place à l'accent chantant du Champsaur - Champoléon, proche parent de l'accent provençal.

Si le climat du Haut-Dauphiné se caractérise par un heureux équilibre entre les influences maritimes (atlantique et méditerranéenne), et continentales, il ne faut pas oublier qu'en montagne, la notion même de climat n'a qu'une valeur assez arbitraire. En effet, le même ciel bleu reposera au même moment sur le versant nord polaire et sur le versant sud quasi tropical (une pente à 30° vers le Sud recevra 97 % de la chaleur solaire, alors qu'une pente à 45° vers le Nord n'en recevra que 19 %, 74 % pour une surface horizontale).

L'exploitation touristique de la neige qui a profondément transformé l'économie des Alpes, n'est en Haut-Dauphiné qu'un phénomène marginal (Alpe d'Huez, Deux-Alpes, Serre-Chevalier, Orcières-Merlette, fig. 2). Aussi, même près des grands axes de communication comme la route internationale du Lautaret (**) (Grenoble - Turin), assiste-t-on à un dépeuplement progressif qui se poursuit actuellement encore. En 1963, 544 personnes ont passé l'hiver dans le canton de La Grave ; en 1971, il n'en est plus resté que 481 (La Meije, 1971, n° 195).

(*) "La plupart des montagnes étaient, il n'y a pas très longtemps, couvertes de belles forêts : aujourd'hui, leur sommet ne présente qu'une nudité affligeante, que des rocs décharnés et stériles ; aussi leurs flancs se creusent, des ravins profonds les sillonnent" (Citoyen Bonnaire, An IX, p. 75-5).

(**) Grand axe que l'enneigement peut rendre inutilisable pendant plus d'un mois (1970, par exemple).

D'ailleurs, à l'exception de l'industrie de l'aluminium, des chlorates et des électrodes dans le petit centre de Largentière (Durance), le Haut-Dauphiné marque la frontière du grand désert industriel des Alpes du Sud.

C - HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES SUR LE HAUT-DAUPHINÉ

"Les géologues qui parcoururent à l'origine cette région des Alpes, n'y firent que de rapides excursions qui avaient plus pour but de dresser un inventaire des matériaux utiles exploitables, que d'arriver à en comprendre la structure" (Debelmas, 1955).

Si dès 1828 était gravie la Pyramide du Pelvoux, il n'y a en fait guère plus d'un siècle qu'a débuté véritablement la conquête des sommets du Haut-Dauphiné. Au cours de dix années fastes, et grâce à l'ardeur et à la volonté de quelques alpinistes d'élite comme "Le Révérend" Coolidge, allait s'effectuer l'exploration des principaux sommets du massif. La liste des premières ascensions telle qu'elle est donnée ci-dessous permet d'apprécier l'extraordinaire rapidité de cette prise de possession (l'astérisque placé devant certains noms indique que le sommet en question est directement concerné par ce mémoire).

<u>Année</u>	<u>Sommet</u>	<u>Altitude</u> <u>en mètres</u>
1848	<u>Pelvoux</u>	3946
1864	<u>Ecrins</u>	4103
1870	* Doigt de Dieu	3974
	Ailefroide	3954
<u>1873</u>	* Rouïes	3589
	* Grande Aiguille de la Bérarde	3420
	Roche Faurio	3730
	* Rateau	3809
	Agneaux	3662
	Grande Ruine	3765
	* Gioberney	3352
1874	* Aiguille des Arias	3403
	* Pics de La Grave	3669
	* Tête du Replat	3446
1875	Roche de la Muzelle	3464
1876	* Aiguille du Plat-de-la-Selle	3596
	* Tête des Fétoules	3458
	* Aiguille d'Olan	3371
	* Tête de l'Étret	3559
<u>1877</u>	* Plaret	3564
	* Cime du Vallon	3409
	* Olan	3563
	* Sirac	3440
	Grande Sagne	3660
	Pic Sans Nom	3914
	* Cime de Clot Chatel	3563
	Coolidge	3774

	* <u>Meije, Grand Pic</u>	3983
	* Aupillous	3505
1878	* Pointe du Vallon des Etages	3564
	Pic Gaspard	3883
	* Bans	3670
	* Aiguille du Soreiller	3382
	Roche d'Alvau	3627
	* Meije orientale	3890
1879	* Pic du Says	3421
	* Jocelme	3457
	Pavé	3824
	* Cime de l'Encoula	3533
	* Bonvoisin	3480
1880	* Tête de la Gandolière	3544
	Flambeau des Ecrins	3551
1881	Fifre	3698
<u>1885</u>	* <u>Traversée de La Meije</u>	
1886	Pic du Clapier du Peyron	3169
1887	Pic Bourcet	3712
1888	Roche Méane	3711
1891	* Pic des Souffles	3098

Pendant toute cette première période, on voit se cotoyer les rapports et relevés miniers de Guettard (1779), Héricart de Thury (1803 à 1812), Gueymard (1849 à 1867)... et les traités géologiques signés de noms aussi fameux que ceux de Elie de Beaumont (1834) et Ch. Lory (1864-1869).

Mais dès la fin de la première période de conquête alpine, commence l'exploration géologique systématique du Haut-Dauphiné avec P. Lory (1892 à 1940) et surtout P. Termier (1892 à 1928).

La publication de la carte géologique au 80 000e de Briançon en 1900 marque un grand tournant dans la connaissance du massif. En l'absence d'autre document, cette carte reste, 70 ans après sa parution, l'élément de base pour la connaissance d'ensemble du Haut-Dauphiné, malgré son échelle trop petite, son graphisme en hachures et les innombrables perfectionnements techniques intervenus depuis lors.

Dans ses publications au Bulletin du Service Géologique de la Carte de France (1896, 1897, 1898, 1899, 1900, 1903, 1920, 1928), P. Termier expose, illustre et défend ses conceptions sur le Haut-Dauphiné et les Alpes. Il est peu d'exemples dans l'histoire géologique d'une telle rapidité opiniâtre dans le travail, d'une telle sûreté dans l'observation et d'un tel art dans l'explication. Des cinq ensembles pétrographiques dégagés par P. Termier : schistes azoïques, série cristallophyllienne acide, série cristallophyllienne basique, granites et filons, aucun ne peut être renié à l'époque actuelle, et l'on reste confondu devant la maîtrise de cette oeuvre.

C'est peut-être malheureusement à cause d'elle, en partie, que le Haut-Dauphiné cristallin a connu depuis lors et jusqu'à ces dernières années une désaffection pour le moins étonnante, alors que la deuxième phase de son exploration par les alpinistes battait son plein : de 1900 à 1938 il ne paraît aucun résultat géologique nouveau concernant le Haut-Dauphiné.

Bellair fut certainement handicapé par les événements de la seconde guerre mondiale, aussi son volumineux, bien qu'incomplet, mémoire de thèse (1948) ne présente guère de nouveautés par rapport aux conclusions de P. Termier. La carte géologique qu'il donne du massif, en supprimant les distinctions que P. Termier avait établies

dans la série cristallophyllienne et en multipliant les imprécisions de contour des massifs granitiques, est difficilement utilisable.

Il faudra en fait attendre que Michel, qui venait de terminer dans une optique nouvelle l'étude du Grand-Paradis (1953), dirige de jeunes étudiants et chercheurs dans l'étude des massifs cristallins externes pour que peu à peu, au fil d'observations nombreuses, le Haut-Dauphiné sorte de son isolement.

Les massifs voisins faisaient également l'objet de nouvelles études pétrographiques et structurales. Ce furent Giraud (1952) puis Lameyre (1958) dans les Grandes-Rousses, Sarrot-Reynauld (1963) dans le Dome de La Mure, et surtout les frères Cl. et P. Bordet (1954, 1956, 1960, 1961, 1962, 1963) dans Belledonne. Ces derniers y définirent la succession des séries brune, verte et satinée qui actuellement encore sert de base à toute description de la région et des régions voisines (Carme, 1970 a).

Tane (1963) inaugurait les nouvelles recherches en Haut-Dauphiné par un travail sur les épanchements spilites triasico-liasiques et leurs relations avec certains filons de type lamprophyrique. Buffière attaquait alors l'étude détaillée du massif du Rochail, au Nord-Ouest du Haut-Dauphiné ; (Bonhomme, Buffière, Michel, Philibert, Roques et Vialette, 1963). L'étude de Özocak (1965) pénétrait enfin au coeur du massif par la vallée du Vénéon ; elle apportait des coupures nouvelles, tant dans les granites (granite des Etages, granite de La Bérarde), que dans la série cristallophyllienne (groupe du Plan-du-Lac, groupe de Saint-Christophe-en-Oisans).

Pendant ce temps, les études se poursuivaient sur les prolongations méridionales de Belledonne : Carme (1965 a et b) sur les formations volcano-détritiques non migmatitiques du Taillefer, Gibergy sur les formations identiques du Valbonnais où il découvrait les premiers débris d'organismes dans ces terrains antéhercyniens (1968), moi-même enfin dans les formations semblables du Chaillol où je précisai la nature et l'extension d'un puissant conglomérat (1964).

Après P. Gidon (1954), Vernet (1965) reprenait avec minutie la cartographie de tous les lambeaux sédimentaires du Haut-Dauphiné et en étudiait les rapports avec les terrains cristallins.

La seconde période du renouveau des études en Haut-Dauphiné cristallin a commencé avec les travaux d'une équipe de quatre géologues grenoblois, animée par Vialon. Sur la partie Est du massif (Combeynot-Vallouise) ont été ainsi mis en évidence par un travail d'étroite collaboration : un socle ancien très métamorphique (Pêcher, 1970), un complexe intermédiaire très migmatisé (Gillot-Barbieri, 1970) et un complexe volcano-détritique pénécontemporain de l'orogène hercynien (Lacombe, 1970), tandis que Barbieri (1970) analysait et datait les granites intrusifs dans tout cet ensemble. Ces travaux se poursuivent maintenant par le travail de Pêcher.

Sans entrer dans le détail des études actuellement menées en Haut-Dauphiné - je suis par trop partie prenante - disons que les synthèses provisoires qui ont été esquissées après dix années de travail poursuivies par de nombreux géologues, continuent à être sans cesse mesurées à la réalité du terrain par une équipe souvent renouvelée.

Les prochaines années verront la fin de l'inventaire cartographique en cours. Alors pourront se développer les études thématiques indispensables.

D – MODALITÉS DE CE TRAVAIL

Lorsque j'ai commencé ce travail en 1962, je ne connaissais du Haut-Dauphiné que sa beauté sauvage apprise au cours d'une cinquantaine de courses. Sur le plan géologique, les études menées sur les séries cristallophylliennes de Belledonne (P. et Cl. Bordet), des Grandes-Rousses (Giraud et Lameyre), des Aiguilles Rouges (Bellière) et de l'Argentera (Faure-Muret), n'avaient pas d'équivalent dans le Haut-Dauphiné.

Sur les conseils judicieux de P. Bordet j'attaquais donc mon travail par la partie sud-ouest : le massif du Chaillol, où affleuraient largement un ensemble d'amphibolites et de micaschistes probablement semblables à ceux de la "série verte" de Belledonne, dans l'espoir de préciser l'histoire antéalpine des Alpes.

Ayant débrouillé la nature et la structure de ces formations (Le Fort, 1964), j'ai été naturellement conduit à m'intéresser à leur relation avec les zones plus internes : la série du Chaillol se poursuivait-elle à l'intérieur, comment s'étaient mis en place les granites qui la bordaient, comment apparaissait la migmatisation générale du centre du massif ?

Au gré des fils conducteurs, tant "stratigraphiques" que tectoniques, j'étais ainsi amené à pénétrer peu à peu dans l'intérieur du massif : Champoléon et Valgaudemar en 1964-1966, rive gauche du Vénéon en 1967. Dès lors je tenais un nouvel horizon repère : les formations amphiboliques de La Lavey.

En 1968, une coupe géologique de La Bérarde au Chaillol, à laquelle participèrent Caby, Poty, Touret et Vialon, me permit de présenter et d'affermir le découpage du Haut-Dauphiné en grandes unités structurales : gneiss du Pigeonnier, gneiss ocellés de Crupillouse, ensemble de La Lavey, massif du Chaillol.

Un événement fortuit : la publication imminente de la carte géologique au 50 000e de La Grave, m'obligea à partir de 1969 à m'intéresser à la vallée de la Romanche et au massif de La Meije. Ainsi, le trait était tiré en travers du massif.

En liaison avec les géologues grenoblois (Michel, Vialon, Pêcher, Gibergy...) je me suis surtout intéressé en Haut-Dauphiné :

- à la stratigraphie des ensembles métamorphiques et à leur caractérisation géochimique ;
- à la granitisation hercynienne et à ses variations dans le temps ;
- aux structures préhercyniennes, hercyniennes, alpines, et tardi alpines de l'ensemble du Haut-Dauphiné.

Au cours de ce travail, c'est l'Histoire d'un petit monde, tout petit à l'échelle de notre planète, que j'essaie d'esquisser sur des centaines de millions d'années.

E - LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DU HAUT-DAUPHINÉ

Les grandes unités du Haut-Dauphiné métamorphique sont extrêmement simples à distinguer : - une écorce non mobilisée, - un noyau moyennement à fortement mobilisé.

Dans cette structure grossièrement amygdalaire viennent s'intégrer les massifs oblongs de granites (planche hors-texte A) ; abondants dans le noyau (30 % environ de la superficie), ils viennent franger l'écorce. Enfin, cerné de toutes parts par le sédimentaire, le Haut-Dauphiné voit sa structure amygdalaire soulignée par un découpage en lanières concentriques délimitées par de profondes sutures sédimentaires.

Le plan de ce mémoire est directement calqué sur cette structure :

Première partie :

- Chapitre I : étude de la zone corticale non mobilisée dans le massif du Petit et du Vieux-Chaillol.
- Chapitre II : étude des terrains cristallophylliens mobilisés du noyau.

Deuxième partie :

- Etude du complexe granitique intrusif dans le noyau et sur la bordure de l'écorce.

Troisième partie :

- Etude sommaire de l'histoire alpine du massif dans les rapports du cristallin et de sa couverture sédimentaire.

PREMIÈRE PARTIE

LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

Chapitre I

LA ZONE CORTICALE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DU PETIT ET DU VIEUX-CHAILLLOL

A - PRÉSENTATION D'ENSEMBLE

A l'extrémité sud-ouest du Haut-Dauphiné, le massif du Chaillol avait déjà été distingué par P. Termier sur les cartes géologiques au 80 000e de Gap et Briançon, à cause du grand développement qu'y prennent les roches amphiboliques. Cette prépondérance des horizons basiques se retrouvait plus au Nord dans la montagne de Cornillon et constituait pour lui "l'amorce de la grande bande amphibolique des Sept-Laux". Sur la carte géologique de la France au 1 000 000e, le Chaillol apparaît comme la terminaison méridionale de Belledonne ("série verte" de P. et C. Bordet).

Dans le cadre du Haut-Dauphiné, le massif du Chaillol occupe une bordure du massif (Pl. I, Pl. III, fig. 1 et fig. 7), sorte d'écorce pour le noyau cristallophyllien, d'où son appellation de zone corticale (*) (Le Fort et al., 1969). Les phénomènes de mobilisation y sont à peu près inexistants, ce qui la distingue facilement du noyau du Haut-Dauphiné. Toutefois, la limite entre ces deux zones, très affectée par la tectonique, n'est pas toujours facile à déterminer.

I "SÉRIE STRATIGRAPHIQUE"

Dans la grande dalle du Chaillol, on distingue de haut en bas (Le Fort, 1964 ; Le Fort et Ehrström, 1969 et fig. 8) :

- La formation conglomératique du Vieux-Chaillol (Le Fort, 1964) qui passe vers le haut (sommet du Chaillol) à des quartzites et microconglomérats à lentilles de calcite. On y trouve également des horizons de mica-schistes carbonés interstratifiés. Sa puissance totale est d'au moins 700 m.

- Une formation essentiellement schisteuse, nommée "dalles-noires" (micaschistes grenatifères carbonés à deux micas). Le passage au conglomérat semble se faire en continuité par une augmentation rapide des

(*) On remarquera que les termes employés de noyau et d'écorce sont essentiellement le résultat de l'orogénèse alpine et de la configuration amygdaloïde acquise par le Haut-Dauphiné à cette époque.



Figure 7 - Le massif du Chaillol (zone corticale).

passées gréseuses et microconglomératiques. De même vers le bas apparaissent des niveaux de chloritoschistes et d'amphibolites. Sa puissance est de 100 à 300 m.

- Un banc de cipolin de quelques mètres, très continu tout au long du massif (cipolins roses du Valgaudemar-Champsaur), marque grosso modo la base des "dalles-noires".

- Une formation très variée composée d'alternances de micaschistes, chloritoschistes, leptynites et amphibolites avec quelques bancs de quartzites (environ 300 m de puissance) passe en continuité avec :

- Les amphibolites beaucoup plus massives qui forment la base visible des affleurements. On y rencontre encore des passées schisteuses, des horizons de micaschistes compacts albitiques et surtout, vers le sommet, des bancs de leptynites interstratifiés d'épaisseur variable, rarement supérieure à quelques mètres. (Puissance : plus de 400 m).

II COUPE-TYPE

La figure 8 présente la coupe du massif à hauteur du vallon de Londonnière. C'est dans ce vallon que l'on peut faire le plus facilement une coupe des formations de la zone corticale.

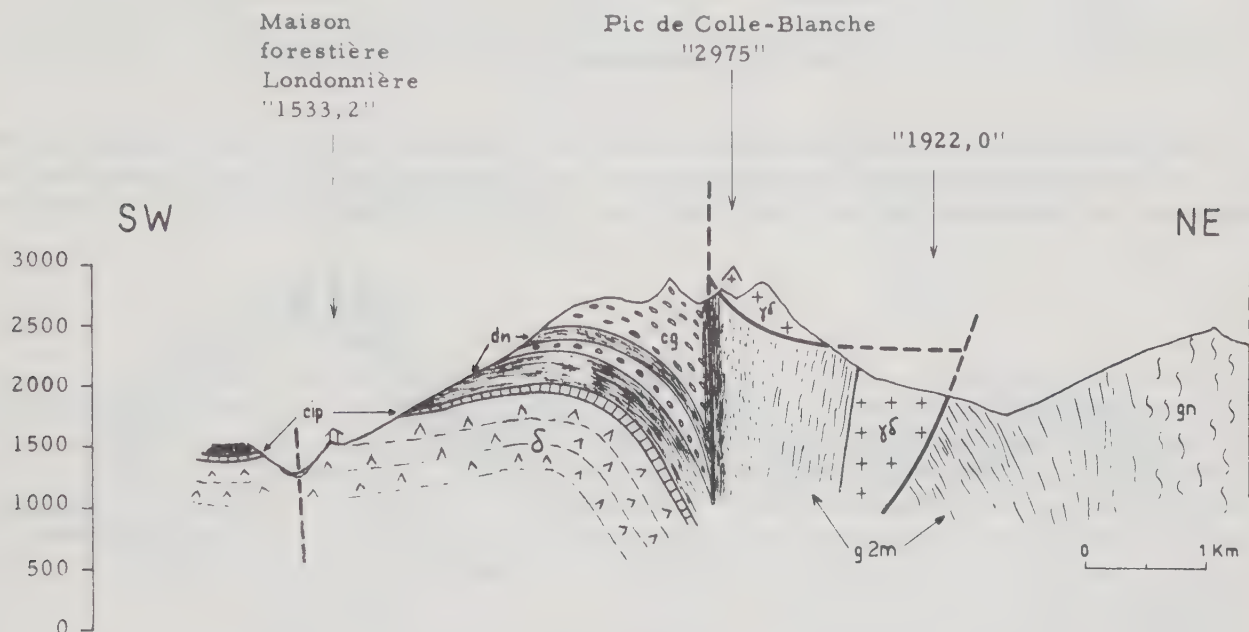


Figure 8 - Coupe schématique montrant la bordure nord orientale de la zone corticale, l'insertion du granite de Colle-Blanche et le passage aux gneiss du noyau. La coupe est faite à la hauteur du vallon Londonnière.

- | | |
|----------------------|-------------------------------|
| δ : amphibolites | gn : gneiss |
| cip : cipolins | g2m : gneiss à deux micas |
| dn : "dalles-noires" | γδ : granite de Colle-Blanche |
| cg : conglomérats | |

Par la piste du Roy, on atteint en voiture le départ du chemin de l'ancienne maison forestière de Londonnière (un peu plus d'un kilomètre après Molines-en-Champsaur). Le sentier s'élève vers la droite dans les formations amphiboliques. Un peu au-dessus de 1400 m le chemin traverse un niveau de marbre blanc à traces de cuivre, très broyé et mal visible. A partir de 1500 m, apparaissent des niveaux mica-schisteux que le sentier suit de préférence jusqu'à la maison forestière. Là, prendre le chemin de la Baume de-Londonnière (rive droite), qui suit pendant très longtemps un niveau amphibolique beaucoup mieux dégagé que les précédents ; tous les intermédiaires existent avec les micaschistes. De très beaux affleurements de "dalles-noires" peuvent s'observer au-dessus du chemin, en montant vers le "2023,3". Au fond du vallon, on trouve en éboulis des micaschistes à gros nodules de calcite qui proviennent d'un affleurement situé juste au-dessus du chemin, et qui appartient au banc repère de cipolin. Après avoir traversé le torrent principal, on peut quitter le chemin pour monter dans les micaschistes vers le Jas de La Travaillière que dominent deux barres successives de conglomérat séparées par un nouveau niveau micaschisteux, au pied des Rochers-Hauts.

B – PÉTROGRAPHIE DES DIFFÉRENTS TERMES DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DE LA ZONE CORTICALE DU CHAILLOL

I – LES AMPHIBOLITES

L'affleurement d'amphibolite le plus accessible est celui de la tranchée de la RN 85a en rive droite de la Séveraise, entre le tournant sous le hameau de Moussuq et l'entrée de la bretelle qui mène à l'usine hydroélectrique de Saint-Maurice-en-Valgaudemar (fig. 9). Tous les sentiers qui parcourent la Montagne du Petit Chaillol offrent éga-

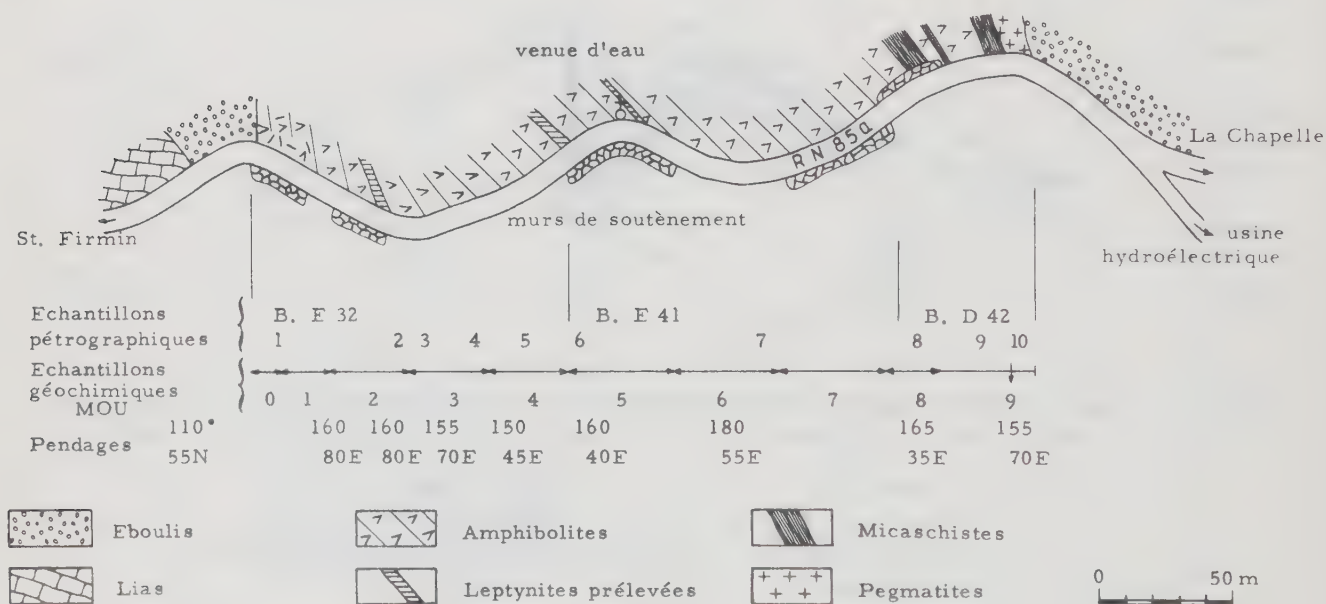


Figure 9 - Coupe schématique des amphibolites de la RN 85a, sous Moussuq, avec localisation des prélèvements.

lement de bons itinéraires pour les observer ; malheureusement, non entretenus, et de moins en moins parcourus, ces sentiers s'encombre de pierres ou sont barrés de troncs d'arbres abattus ou enfin, et c'est le pire, envahis de vernes qui y croissent avec prédilection. Dans l'état actuel des choses, le meilleur sentier est celui qui du Séchier-en-Valgaudemar mène vers l'Est à l'ancienne carrière de talc des Grangeons puis à la Cabane du Saut de la Vesse ; le plus intéressant était celui qui du même village menait au Sud, à la Cabane de la Selle.

Les affleurements sont toujours massifs, de teinte très sombre presque noire et de couleur verte qui se remarque bien dans les éboulis au pied des affleurements. Les lignes de la montagne sont lourdes (Pl. III, fig. 2).

Les faciès pétrographiques sont assez variés. A l'oeil nu, on distingue rapidement d'après la structure et la taille des cristaux deux catégories d'amphibolites. Les plus courantes se débitent en plaques, la surface de ces plaques montrant une linéation constante, le grain de la roche est très fin ; d'autres amphibolites au contraire se montrent plus lar-

gement cristallines, leur structure est moins orientée, leur aspect plus compact, leur pendage difficile à apprécier. Chaque type peut progressivement passer à l'autre (belles observations sur l'arête Est du Banc du Peyron).

1 - LES AMPHIBOLITES À GRAIN MOYEN (Pl. IV, fig. 1 à 3)

Elles sont formées de grands cristaux d'amphibole, à tendance automorphe, dont le découpage rappelle parfois une texture ophitique dont les lattes de feldspath auraient été remplacées par des agrégats quartzofeldspathiques. Le phénomène n'est malheureusement jamais parfaitement exprimé, ces amphibolites sont toujours violemment tectonisées.

On peut observer dans ces roches les minéraux suivants :

hornblende verte	sphène
plagioclase : andésine	apatite
quartz	(zircon)
épidote	(calcite)
biotite	opaques

L'amphibole présente deux types différents : elle forme des cristaux millimétriques à tendance automorphe plus ou moins cassés et altérés sur leur bordure, avec une coloration vert olive bleuté suivant Ng ; elle se présente également sous forme de cristaux sensiblement dix fois plus petits, de teinte vert bleuté selon Ng, soit épars dans la roche, soit accolés ou même recoupant les bordures des premiers cristaux. Les macles selon h_1 sont fréquentes. Les porphyroblastes de hornblende sont généralement salis de façon concentrique par de fines particules opaques ferrifères ; elle apparaît ainsi zonée, mais la densité de ces particules empêche de savoir s'il y correspond une variation dans les caractères optiques propres de la hornblende.

porphyroblastes (3 mesures)

autres minéraux (12 mesures)

$$\begin{aligned} - 87^\circ < 2V < - 81^\circ \\ + 20^\circ < \alpha < + 23^\circ \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} - 82^\circ < 2V < - 78^\circ \\ + 12^\circ < \alpha < + 19^\circ \end{aligned}$$

Les deux types d'amphibole se distinguent optiquement assez nettement. Les petits cristaux semblent avoir cristallisé après une phase de déformation qui a tordu, fragmenté, voire destabilisé (agrégats de chlorite, épidote, sphène) les porphyroblastes d'amphibole. Les lattes de feldspath dont on perçoit parfois encore les formes en creux auraient été fragmentées à la même époque et remplacées par les associations quartzofeldspathiques fines que l'on observe maintenant.

Les plagioclases aussi présentent deux types. Les premiers, de plus grande taille (1 mm environ) ont un aspect flou et nébuleux, ocre en lumière naturelle (clouded plagioclases) ; des fantômes de macles polysynthétiques apparaissent parfois, mais leur teneur en albite n'est pas mesurable. Les seconds, une andésine (An 30 à An 35), présentent peu de macles, celle de la péricline est d'ailleurs la plus représentée, et montrent quelquefois un léger zonage inverse, le coeur étant de quelques pour-cents plus acide que la périphérie. Ils ont un aspect trapu, leur taille dépasse rarement 0,02 mm.

Le quartz, n'est jamais très abondant. Habituellement en cristaux xénomorphes arrondis, de 0,005 à 0,02 mm, il peut former des plages de cristaux millimétriques engrenés à extinction onduleuse, notamment au coeur des microplis.

En liaison avec les zones riches en cristaux d'amphibole, des paillettes de biotite plus ou moins altérée, et des grains de sphène à tendance automorphe apparaissent. Enfin, certaines de ces roches, sont littéralement semées de granules d'épidote.

2 - LES AMPHIBOLITES À STRUCTURE ORIENTÉE ET GRAIN FIN (Pl. V, fig. 1 et 2)

Ce sont les plus abondantes ; elles sont caractérisées par leur texture nématoblastique. Les cristaux d'amphibole s'allongent parallèlement à la linéation en un lavis réticulé. Pour forte que soit cette linéation, elle ne masque pas totalement une orientation planaire générale de la roche, moins nette, mais selon laquelle se débite le plus facilement l'amphibolite et que soulignent parfois des lits plus ou moins épais d'autre nature (micaschistes, leptynites). Sur la tranche des échantillons, les feldspaths apparaissent en une infinité de petites ponctuations blanches d'environ un dixième de millimètre. Dans les terrains dénudés, exposés à la neige, la blancheur des ponctuations s'accroît, la roche prend un aspect moucheté.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

hornblende verte	40 %	apatite	0,7 %
plagioclase : andésine-oligoclase	29 %	sphène	0,2 %
quartz	28 %	zircon	< 0,1 %
(biotite - chlorite)	0,5 %	(calcite)	
(épidote)	0,4 %	minerais	1,2 %
(grenat)			

(les pourcentages en volume sont ceux de l'échantillon B.E323' de la coupe en bordure de la RN 85a. L'échantillon montre quelques porphyroblastes de hornblende. Nombre de points : 4 000).

La composition minéralogique est assez constante d'un échantillon à l'autre, elle est la même que celle des amphibolites porphyroblastiques à l'exception du grenat qui apparaît épisodiquement dans les termes les plus riches en biotite.

L'amphibole est identique à l'amphibole de seconde génération déjà décrite (Ng vert bleuté, $-82^\circ < 2V < -74^\circ$, $+12^\circ < \alpha < +19^\circ$), elle a un habitus prismatique encore plus allongé, les macles selon h_1 restent fréquentes. On retrouve les deux types de plagioclase ; les phénocristaux altérés sont toutefois très rares ; les petits cristaux trapus abondants montrent une assez grande variété de composition chimique sans qu'on puisse envisager une répartition régionale cohérente (de 22 à 37 % d'anorthite avec quelques exemples de Labrador jusqu'à 60 % d'anorthite). Ils sont parfois altérés en séricite et même en calcite, mais jamais en zoisite. La biotite est rarement fraîche mais peut être abondante ; elle se concentre de préférence dans des lits quartzofeldspathiques dépourvus d'amphibole. C'est là également que le grenat (almandin) peut apparaître en gros cristaux poecilites arrondis, à yeux de quartz, reprenant la biotite et élargissant la texture planaire qui se bombe sur son pourtour. L'épidote enfin est fréquente, dispersée en granules dans la roche, sous sa forme clinozoisite (biréfringence plus forte). Les minéraux accessoires sont les mêmes que précédemment ; les cristaux de sphène et d'apatite sont toujours nombreux, en inclusions respectivement dans l'amphibole et le plagioclase, ou isolés et subautomorphes.

Dans deux lames du Bas-Valgaudemar (B.D42, B.D32) j'ai observé du microcline quadrillé. Sa présence accidentelle peut s'expliquer par la proximité à cet endroit du granite du Grun de Saint-Maurice.

3 - LES FILONNETS SÉCANTS

Postérieurement à la cristallisation des amphibolites, celles-ci ont été fracturées de façon très intime ; il n'existe pour ainsi dire pas d'échantillon qui ne soit parcouru de multiples filonnets. Leur épaisseur est généralement faible, millimétrique, mais certains peuvent atteindre plusieurs centimètres. A partir d'une fracture non minéralisée, on voit parfois se développer de part et d'autre, de petits filonnets sigmoïdes minéralisés.

Le plus souvent, ces filonnets sont formés par les cristaux d'une seule espèce minérale qui peut être : du quartz ; de l'épidote - clinozoisite ; de la calcite.

Toutefois, le remplissage des filonnets n'est pas totalement indépendant de la nature des épontes, surtout si ce filonnet est mince. C'est le cas d'un filonnet d'épidote dans un cristal d'amphibole qui se transforme en filonnet de quartz dans le plagioclase voisin (B.E323').

II LES LEPTYNITES

Les leptynites sont toujours associées aux amphibolites à l'intérieur desquelles elles forment des bancs qui dépassent rarement un mètre d'épaisseur. Les amphibolites en sont rarement totalement dépourvues ; cependant, il y a plus de chances de les trouver dans la partie supérieure des amphibolites qu'à la base. Au total elles ne doivent former que quelques pour-cents de la masse des amphibolites.

Ici encore l'affleurement le plus accessible est celui de la RN 85a sous le hameau de Moussuq (fig. 9) où l'on trouve un certain nombre de bancs leptynitiques. Le plus bel affleurement que j'ai rencontré (B.G41) se situe aux alentours et au-dessus de la Cabane de la Selle (face nord du Banc-du-Peyron entre 2000 et 2100 m d'altitude).

Les affleurements de leptynites se remarquent toujours bien, leur teinte claire tranche au milieu des amphibolites ou des micaschistes sombres. Elles ont généralement une patine ocre, parfois légèrement bleutée ; on remarque d'autant mieux de petits grains blancs feldspathiques (ocelles de plagioclase) que la patine est plus foncée. Elles présentent toute une gamme de faciès pétrographiques, expressions intermédiaires de trois pôles principaux : les leptynites à grain très fin, équigranulaires ; les leptynites hétérogranulaires ; les micaschistes (ceux-ci sont décrits dans le paragraphe suivant).

Les minéraux qui les composent changent peu. Seuls l'abondance et l'habitus de ces minéraux varient :

quartz	46 %	(grenat)	-
plagioclase : albite-oligoclase	38 %	apatite	0,4 %
biotite - chlorite	9 %	(sphène)	0,1 %
(muscovite)	-	(clinozoïsite-épidote)	5 %
		(opaques)	0,2 %

(les pourcentages en volume qui illustrent cette composition minéralogique proviennent de l'analyse au compteur par points de l'échantillon B.E41-6 de la coupe au long de la RN 85a. Le déficit provient de fissures à remplissage d'épidote principalement. Nombre de points comptés : 1 000).

1 - LES LEPTYNITES À GRAIN FIN (Pl. V, fig. 3)

Le grain est invisible à l'oeil nu (de l'ordre de quelques centièmes de millimètre). Ce sont des assemblages presque purs de quartz et de plagioclase. Les cristaux trapus, légèrement aplatis selon la schistosité, ressemblent aux éléments détritiques des grès fins. Ceux de quartz sont pigmentés de petits points, ceux de plagioclase souvent damouritisés. Par endroits, entre les cristaux de cette mosaïque, de minuscules tablettes de biotite brune ou de muscovite sont disséminées et s'allongent préférentiellement suivant la schistosité.

Le plagioclase, quand il est mesurable, est une albite (An 2 à An 9). La macle de la péricline est la plus fréquente. Le quartz a très souvent recristallisé plus largement en amygdales très allongées de cristaux en lanière, soit selon la schistosité, soit obliquement sur elle.

Les cristaux de biotite plus ou moins chloritisée et de muscovite sont relativement indépendants ; toutefois ces derniers ont souvent une taille un peu plus grande que les premiers (jusqu'à 0,02 mm), un aspect moins massif (tendance poecilitique), et recoupent parfois les cristaux de biotite : ils sont postérieurs.

Le seul minéral accessoire courant est l'apatite.

La roche se compose de deux parties : des phénocristaux (ocelles) de plagioclase, un fond très fin analogue à celui des leptynites isogranulaires.

Les phénocristaux de plagioclase ont une taille millimétrique (de quelques dixièmes à 3 mm). Ils sont massifs, leurs contours la plupart du temps arrondis par suite d'une granulation postérieure de leur écorce permettent encore de saisir les formes subautomorphes qu'ils avaient originellement (B.G75*, Pl. V, fig. 4). Ils sont fréquemment brisés et toujours abondamment maclés, par ordre de fréquence décroissante : macle de l'albite, macle de Carlsbad, macle de la péricline. Leur teneur en anorthite, facile à mesurer avec précision varie de 5 à 12 % : albite - oligoclase acide. Par altération, de petites paillettes micacées blanches apparaissent à l'intérieur des cristaux, dans les cas extrêmes elles peuvent s'étendre à l'ensemble du cristal et masquer sa structure.

Les relations des phénocristaux avec le fond quartzoplagioclasique isogranulaire varient selon l'état d'écrasement de la roche. Si la roche est très écrasée, les phénocristaux sont brisés, parfois fragmentés en plusieurs tronçons dont l'unité n'apparaît plus au microscope qu'en lumière naturelle ; ils sont entourés d'une ceinture de minéraux allongés et tordus (quartz en lanière surtout, plagioclase et mica blanc également) qui ont recristallisé. Si la roche est peu écrasée, les phénocristaux sont moins brisés ; il existe une ceinture granulée plus réduite ; enfin et surtout, on peut observer que le litage originel de la roche, marqué par des lits micacés très fins sensiblement parallèles, est déformé, aminci, voire interrompu par les phénocristaux (B.G75*, Pl. V, fig. 4). Il s'agit probablement d'une structure originelle, datant du dépôt de ces séries : les phénocristaux de plagioclase sont tombés dans une poussière pulvérulente dont ils ont modifié le litage.

Dans le fond isogranulaire, les plagioclases et les micas sont plus abondants que précédemment. On rencontre même parfois quelques cristaux millimétriques de biotite. Quand l'abondance de ces cristaux de biotite augmente encore, nous passons au domaine des micaschistes.

Les minéraux accessoires sont plus variés (apatite, sphène, zircon, épidote-clinozoïsite) ; le grenat peut apparaître en petits grains subautomorphes (1/10 mm) (B.H73).

III LES MICASCHISTES ET LES "DALLES-NOIRES"

Quel que soit l'itinéraire que l'on parcourt, dans la basse vallée de la Séveraisse ou dans la vallée de la Séverais, on est sûr de rencontrer de multiples affleurements de micaschistes, en bancs d'épaisseur variable, depuis des lits centimétriques intercalés dans les amphibolites jusqu'à des niveaux de 100 m ou plus. Toutefois, si l'on dispose d'une belle journée devant soi, l'itinéraire le plus facile et le plus beau pour les observer consiste à faire le tour du vallon de Londonnière, en prenant le sentier qui monte en lacets raides au-dessus de la piste carrossable du Roy, 1 km au Sud-Est de Molines-en-Champsaur. A partir de l'ancienne Maison forestière, la végétation diminue et le chemin recoupe les multiples bancs de micaschistes et d'amphibolites jusque vers l'altitude 2000 au fond du vallon.

Les micaschistes ont une dureté faible, un débit schisteux accusé et sont une proie facile pour l'érosion. Lorsque leur pendage est faible, ils forment dans les versants des vires qu'empruntent les anciens chemins (Pl. III, fig. 3). Lorsque leur pendage est fort ou que la zone est très tectonisée, ils nourrissent des éboulis immenses (vallon du Torrent des Dalles Noires, les Moulins au fond du Torrent des Pins) très pénibles à parcourir.

Leur couleur violette est aussi caractéristique que leur débit. Elle provient probablement de la dispersion dans la masse sombre du schiste de pigments ferrugineux (on peut seulement apercevoir de minuscules cristaux de pyrite à l'oeil nu) et de paillettes millimétriques de biotite mordorée. Exceptionnellement on peut observer une teinte verdâtre dans les zones les plus froissées.

Leur surface schisteuse est souvent parsemée de petites bosses correspondant à des cristaux de grenat. Dans quelques cas on peut même séparer à l'ongle des cristaux millimétriques (Barry-sous-Moussière), voire centimétriques (Torrent des Blaches-Rondes, vers 1650 m).

Parfois, les micaschistes prennent un aspect luisant très sombre, et tachent les doigts, ce sont des schistes carbonés que j'ai appelés "dalles-noires" en 1964, ainsi que les nommaient dans l'ancien temps les habitants de la région (Torrent des Dalles-Noires affluent rive droite du Torrent du Colombier). Ce terme peut d'ailleurs être étendu sans inconvénient à l'ensemble des micaschistes.

On remarque sur le terrain que les variétés de micaschistes sont nombreuses : passage continu aux bancs d'amphibolites ou de leptynites qui les encadrent, teinte plus ou moins claire, présence d'un pigment carboné, cassure plus ou moins franche... Ce sont là des différences qui reflètent essentiellement des variations de la composition minéralogique et accessoirement de la texture de ces roches. Par souci de clarté il convient de les regrouper en quatre types pétrographiques que je décrirai successivement : micaschistes clairs ; micaschistes sombres ; micaschistes carbonés ou "dalles-noires" sensu stricto ; micaschistes particuliers enfin, peu représentés dans l'échantillonnage mais particulièrement importants pour l'étude du métamorphisme de l'ensemble cortical.

1 - MICASCHISTES CLAIRS

A l'affleurement comme en lame mince, les micaschistes clairs sont un terme de passage aux leptynites ou aux quartzites, la limite entre les deux termes se faisant avec l'apparition des porphyroblastes de biotite millimétriques (Pl. VI, fig. 1).

a) Dans le cas d'un micaschiste leptynitique, on observe donc sur un fond analogue à celui des leptynites déjà décrites (avec ou sans phénocristaux de plagioclase) un développement des cristaux de biotite poecilites, aux contours arrondis, sans orientation préférentielle. Leur composition minéralogique est la suivante :

quartz	apatite
plagioclase : albite-oligoclase	(zircon)
chlorite - (biotite)	(sphène)
(muscovite)	(tourmaline)
(grenat)	(calcite)
	(minerais)

Ces roches sont dans l'ensemble très tectonisées et je n'en ai pas d'échantillon qui n'ait été rétrotransformé et broyé.

b) Dans le cas d'un micaschiste quartzitique (abondant dans le haut de la série), c'est toujours le même phénomène de porphyroblastose des biotites qui est caractéristique. L'échantillon O.G212 α montre la composition minéralogique suivante (en volume) :

quartz	60 %	apatite	0,6 %
muscovite	20 %	tourmaline	0,1 %
biotite et chlorite	15 %	épidote	0,1 %
grenat	2,6 %	minerais (pyrite)	1,6 %

(nombre total de points comptés : 4278).

Le quartz a gardé un grain très fin (0,01 mm) arrondi, de type détritique et n'a recristallisé que rarement en plages deux à trois fois plus grandes, à extinction roulante et texture engrenée. La biotite présente deux habitus : des porphyroblastes poecilites de la taille du millimètre déjà cités, et de minuscules paillettes (0,01 à 0,02 mm) qui marquent la schistosité de la roche. La muscovite également sous forme de paillettes envahit l'ensemble de la roche d'un feutrage très fin, se superpose à la biotite et souligne à son

tour la schistosité. Le grenat (rosé en lumière naturelle mais sali de pigments ferrugineux opaques) apparaît sous forme de porphyroblastes généralement automorphes (hexagones de 0,2 à 0,7 mm de diamètre) ; il semble postérieur, au moins en partie aux poeciloblastes de biotite, tordus et chloritisés à son contact. Enfin, la tourmaline disséminée en petits grains a un pléochroïsme dans les tons vert bleuté assez cru.

2 - MICASCHISTES SOMBRES

C'est le groupe de micaschistes le plus représenté sur le terrain. Ils peuvent former à eux seuls des niveaux de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Leur composition minéralogique quantitative est très variable, elle peut comprendre les minéraux suivants :

quartz	apatite
plagioclase : oligoclase	pyrite
(feldspath potassique)	(sphène)
biotite-chlorite	(zircon)
muscovite	(calcite)
(grenat)	(tourmaline)
(épidote-clinozoïsite)	
(amphibole)	

Le grain, toujours très fin, dépend cependant des minéraux considérés : le quartz, le plagioclase, une partie des micas, l'épidote et les minéraux accessoires ont de 0,01 à 0,03 mm. Les autres micas, le grenat et l'amphibole lorsqu'elle est présente ont généralement une taille beaucoup plus grande et peuvent atteindre 1 mm.

La schistosité est très marquée tant par les micas dont les plans de clivage p sont grossièrement parallèles que par les grains de quartz dont le grand axe tend aussi à s'allonger selon cette direction. De plus, la schistosité est la plupart du temps confondue avec la stratification que l'on repère facilement en lame mince par l'alternance de lits plus leucocrates et de lits plus micacés.

Le quartz est toujours abondant, plus encore que les plagioclases. La forme des grains rappelle ici encore celle des grains détritiques ; hors des zones de recristallisation secondaire, les contacts des cristaux de quartz ne sont jamais indentés.

Le plagioclase (oligoclase) est rarement frais. La macle de la péricline est la plus répandue. Quant au feldspath potassique, il est extrêmement rare, mais apparaît parfois avec une certaine abondance dans les lits particuliers. Sa présence a généralement provoqué le bourgeonnement ultérieur de myrmékites, mais il y a tout lieu de penser qu'il s'agit de grains détritiques inclus dans ces horizons au moment de la sédimentation (O. K214★).

La biotite a un pléochroïsme très variable (Ng brun orangé à vert épinard, Np toujours très pâle) qu'il s'agisse de minuscules paillettes disséminées ou de cristaux plus grands, millimétriques. Dans toute une série de lames elle apparaît avec un Ng vert brunâtre, Np incolore-jaune pâle, sans qu'il semble possible d'établir de relation systématique entre la couleur de la biotite et la composition minéralogique ou la place de la roche dans l'ensemble cortical. Le phénomène de chloritisation est très fréquent et semble lié aux efforts tectoniques supportés par la roche ; la plupart du temps, entourée de minéraux à extinction onduleuse ou même cassés, la biotite se transforme en pennine d'un beau bleu violacé entre nicols croisés. Dans une étape intermédiaire, la biotite se fait chloritiser uniquement selon certains feuillets, et l'on observe un empilement de feuillets de pennine et de biotite apparemment saine.

La muscovite peut exceptionnellement manquer. Ses cristaux sont disposés avec moins d'ordre que ceux de la biotite-chlorite ; leur taille est aussi moins variable, comprise entre 0,05 et 0,5 mm.

Le grenat, rosé en lumière naturelle est presque toujours présent et forme des cristaux arrondis subautomorphes, (Pl. VI, fig. 2), disséminés dans la roche, qui ont pris naissance préférentiellement dans les lits biotitiques. Lorsqu'un cristal de grenat apparaît ainsi au milieu d'une biotite, cette dernière est souvent tordue et décolorée sur le pourtour du contact. Le grenat peut être lui-même altéré ; on voit alors un réseau de filonnets micacés verdâtres le parcourir puis l'envahir peu à peu totalement.

L'épidote et la clinozoïsite sont en général à considérer comme des minéraux accessoires. Dans quelques cas cependant, l'épidote sensu stricto (manteau d'arlequin typique entre nicols croisés, $2V = 62^\circ$) peut envahir la lame de petits cristaux à tendance automorphe, allongés selon la schistosité et recoupant tous les autres minéraux - et ceci en l'absence de hornblende (O.K22).

Avec une charge progressive en amphibole, le micaschiste peut prendre tous les aspects intermédiaires jusqu'aux amphibolites. Lorsque la hornblende est abondante, on observe des cristallisations d'épidote sensu stricto comme celle décrite au paragraphe précédent. Ces derniers types de roches appartiennent à la famille des prasinites.

Des minéraux accessoires, seule l'apatite et la pyrite sont toujours abondantes. La tourmaline est exceptionnelle.

3 - "DALLES-NOIRES" SENSU STRICTO

Nous ne reviendrons que sur quelques points particuliers de ces micaschistes carbonés qui se définissent comme des micaschistes peu ou pas feldspathiques, à deux micas, grenatifères, envahis d'un pigment carboné très finement divisé, en bandes plus ou moins denses qui marquent la stratification (Pl. XII, fig. 1).

Voici la composition minéralogique en volume calculée au compteur de points sur un échantillon typique (O.K54', nombre de points : 12.500).

quartz	44,6 %	+ 0,5	pyrite et magnétite	4,1 %
biotite	37,7 %	+ 0,5	clinozoïsite	0,98 % + 0,1
muscovite	12,0 %		apatite	0,16 %
grenat	0,36 %		calcite	0,02 %
plagioclase	0,06 %		sphène	0,01 %
			zircon	0,01 %

Leur texture est analogue à celle décrite précédemment pour les micaschistes, avec une accentuation du développement des porphyroblastes de biotite et de grenat. Leurs cristaux atteignent couramment 1 mm et sont généralement poeciloblastiques. La stratification soulignée par les pigments carbonés concorde généralement avec la schistosité en dehors des zones trop violemment plissotées.

Le plagioclase semble très peu représenté : quelques grains maclés dans chaque lame mince, dont l'altération et la très petite taille rendent généralement impossible la détermination (albite-oligoclase ?). Il est certain qu'une partie d'entre eux échappe à l'observation, ainsi que l'indique la relativement forte teneur de ces roches en sodium. Il est également possible qu'un peu de sodium entre dans la composition du mica blanc.

J'ai recherché en section polie la nature du pigment extrêmement fin qui noircit l'ensemble de la roche. L'analyse chimique avait mis en évidence une quantité importante de carbone. Sur une section polie on peut affirmer que ce carbone n'est pas sous forme de graphite et qu'il est même probablement sous forme amorphe. Au terme de "schistes graphiteux" employé couramment par les anciens auteurs ayant travaillé sur les massifs cristallins externes des Alpes, ou de "schistes carburés" (?), je pense donc qu'il est préférable de substituer le terme de schistes carbonés, étant entendu qu'ils dérivent probablement par métamorphisme d'anciennes ampélites.

Les minerais opaques (pyrite, magnétite en section polie) présentent un habitus particulier tout à fait caractéristique des dalles-noires : ils apparaissent la plupart du temps sous forme de longs fuseaux millimétriques plus ou moins tordus et sensiblement parallèles à la schistosité lorsqu'ils ne sont pas inclus dans des porphyroblastes de biotite (Pl. XII, fig. 1). Leur grande abondance est normale pour des roches dérivant d'anciennes ampélites par métamorphisme.

4 - MICASCHISTES PARTICULIERS

1/ Micaschistes à grenat-staurotide

Sur les quelques deux cents lames minces de roches de l'ensemble cortical, six ont révélé la présence de staurotide :

B.D42-8'	Coupe de la RN 85a
B.J46	Le Barry-sous-Moussière (1900 m)
O.G23	Les Baumettes, rive droite du Peyron-Roux (1570 m)
O.G216'	Draye du Nord du torrent de Chau-Creuse (1650 m)
O.G3A	Bloc au pied de l'Aiguille (vallon de Fontfroide)
O.H63	Col de l'Eyssarassou (2630 m). C'est à tort que la carte au 20 000e de l'I.G.N. l'appelle col de Londonnière.

(une septième : Mou 9*, montre probablement les restes d'un cristal de staurotide complètement altéré en produits micacés. L'échantillon est de toute façon très proche de l'échantillon B.D42-8').

Toutes ces roches sont des micaschistes très hétérogranulaires avec un fond quartzofeldspathique très fin (0,01 à 0,03 mm), des porphyroblastes de grenat et de staurotide (de 0,5 à 3 mm) et des lentilles allongées de quartz recristallisé. La biotite et la muscovite sont très abondantes soit en fines paillettes, soit surtout en grands fuseaux tordus : ces échantillons sont en effet tous plus ou moins plissotés.

On observe la composition minéralogique suivante :

quartz	apatite
plagioclase : oligoclase	(épidote-clinozoïsite)
biotite-chlorite	(sphène)
muscovite	(zircon)
grenat : almandin	(tourmaline)
staurotide	minerais
(disthène)	

Le plagioclase maclé uniquement selon les lois de la péricline et souvent altéré est difficile à déterminer avec précision. Les habitus de la biotite (Ng brun orangé ou vert brunâtre) et de la muscovite sont analogues à ceux décrits pour les micaschistes sombres. Les minéraux accessoires sont également semblables, les minerais opaques ayant toutefois un habitus proche de celui si caractéristique des dalles-noires, sans qu'apparaisse de pigment carboné.

L'occurrence simultanée du grenat de la staurotide et du disthène n'apparaît avec certitude que dans la lame O.G23 (fig. 10 et Pl. VI, fig. 3). Dans les autres lames, le disthène manque, ou très tordu et plus ou moins totalement altéré, le silicate d'alumine sans forme propre que l'on devine, n'est pas vraiment déterminable.

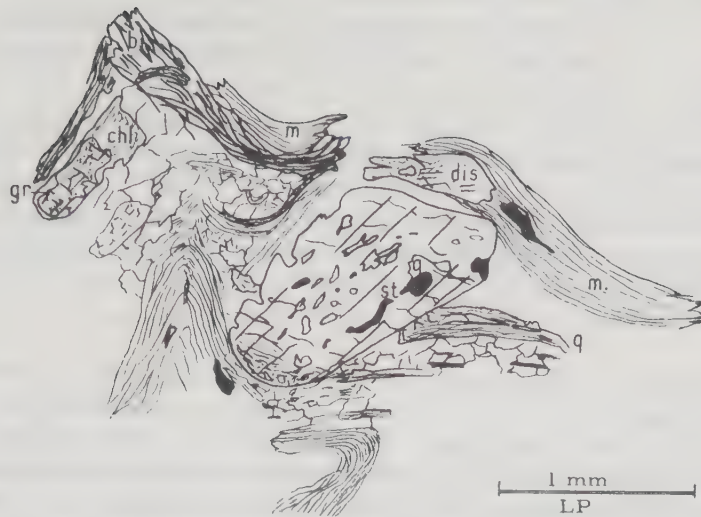


Figure 10 - O.G23, micaschiste à disthène, staurotide et grenat. Association de ces trois minéraux à tendance porphyroblastique dans un fond finement grenu à quartz-plagioclase. Les micas : biotite chloritisée et muscovite, sont tordus. On remarque la texture sigmoïde syncinématique de la staurotide.

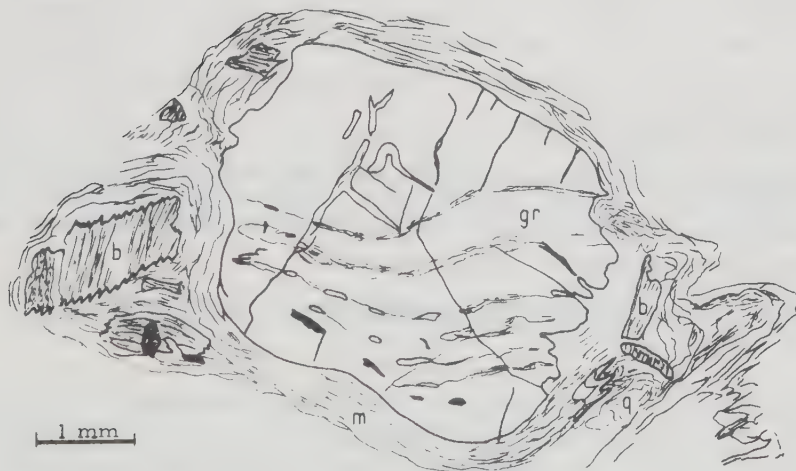


Figure 11 - O.G216', micaschiste à grenat et staurotide. Aspect d'un gros porphyroblaste de grenat (gr) à texture sigmoïde syncinématique, marqué par des traînées d'inclusions de quartz. Le grenat est emballé par un chevelu assez fin de muscovites tordues (m). La biotite (b) est partiellement chloritisée.

Tous trois apparaissent comme des porphyroblastes poecilitiques contenant de nombreuses inclusions de quartz, de biotite parfois reprise par de la muscovite en petites plages allongées à extinction droite, et de minerais opaques plus abondants sur les bordures de cristaux. Le grenat et surtout le disthène ont des formes arrondies (subautomorphes parfois pour le grenat). La staurotide présente très souvent ses formes propres à peine arrondies à l'intersection des faces du prisme orthorhombique.

Autour des poeciloblastes, de longues aiguilles tordues de micas et de minuscules cristaux de quartz forment une ceinture d'un dixième de millimètre d'épaisseur, ceinture qui s'interrompt ou se relâche aux extrémités des cristaux pour rejoindre la schistosité générale de la roche. Dans cette zone, la "queue" des cristaux, on observe généralement une altération du porphyroblaste en un produit monocristallin vert-jaunâtre pâle en lumière naturelle, polarisant dans les blancs de premier ordre (voire isotrope dans le cas du grenat). De façon plus large, la structure de la roche apparaît gonflée autour des porphyroblastes.

Remarquons dès maintenant que les six échantillons de micaschistes à grenat et staurotide se distribuent tout au long d'un bord à l'autre de l'ensemble cortical selon une bande grosso modo parallèle à la stratigraphie, et proche de l'horizon repère de cipolin rose. Certains sont situés en dessous (B.D42-8', Mou 9*, B.J46), les autres en dessus. Ceci implique donc que les horizons dont le chimisme originel permettait le développement de silicates de métamorphisme sont localisés de façon étroite en petits niveaux situés soit au-dessus, soit en dessous du banc de cipolin. De plus, l'uniformité de la paragenèse observée permet de définir avec précision les conditions de métamorphisme qui a marqué l'ensemble cortical, métamorphisme dont les isogrades ne pouvaient pas être très discordantes sur la structure générale de l'ensemble. Nous reviendrons en détail sur tout ceci dans l'étude générale du métamorphisme.

2/ Les talcschistes

a - Micaschistes grenatifères à talc

Non loin de l'ancienne mine de talc des Hautes-Combes, vers 1590 m d'altitude en rive gauche de la Séveraisse, on peut observer quelques bancs décimétriques à métriques de micaschistes à deux micas riches en muscovite présentant une belle linéation et des protubérances dues aux grenats (jusqu'à 1 cm) qui semblent être hélicitiques sur le terrain (coupe de la figure 12).

La lame B.E53 (Pl. VI, fig. 4) montre à côté d'un quartz trapu d'allure sédimentaire (0,1 mm) des cristaux de plagioclase de trois types :

- phénocristaux maclés albite et péricline, non zonés, d'andésine (An 33-35) ;
- de grands cristaux plus ou moins maclés, plus ou moins altérés et montrant un zonage inverse à coeur oligoclasique (An 25) et pourtour d'andésine (An 35-37) ;
- de petits cristaux (0,2 mm) sains non zonés, d'andésine (An 33-35).

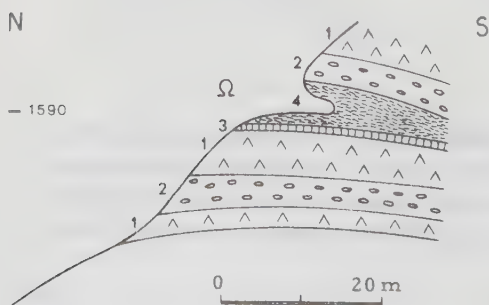


Figure 12 - Coupe de la mine des Hautes-Combes.

1 : Amphibolite 3 : Coussinet d'actinotite
2 : Micaschiste à grenat 4 : Talcschistes.

La biotite, d'un beau brun orangé, forme soit de petites paillettes, soit des cristaux à tendance poecilitique. Elle se chloritise en lanière ; elle est complètement altérée dans les "queues" des grenats. La muscovite est abondante dans certains lits, ailleurs disséminée.

Les grenats poecilitiques, à tendance automorphe, sont énormes. Ils montrent de belles textures internes où les inclusions de quartz amorcent des structures sigmoïdes syncinématiques. D'autres grenats plus petits (0,2 mm) sont arrondis. Autour des grenats, la texture de la roche se boursoufle.

Enfin la roche est envahie de talc qui semble remplacer un ancien minéral complètement disparu associé avec le quartz et les plagioclases en un damier mosaïque.

Les minéraux accessoires sont l'apatite et un peu de zircon.

b - Actinote à talc

C'est une roche que l'on trouve toujours directement liée aux masses de talc importantes dont elle forme fréquemment les épontes (fig. 12). L'échantillon B.E43-2 provient de l'ancienne mine de talc du Séchier-en-Valgaudemar.

L'essentiel de la roche est composé d'aiguilles juxtaposées d'actinote d'un beau vert, qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de long et que l'on peut facilement détacher à l'ongle.

En lame mince, les cristaux d'actinote à faible pléochroïsme vert jaunâtre ont un habitus subautomorphe. Disséminés dans la lame apparaissent quelques cristaux millimétriques de talc à extinction fréquemment onduleuse.

c - Anciens minerais de talc

Le talc (appelé localement nible) peut former des masses assez importantes (quelques dizaines de mètres au maximum) toujours limitées de façon tectonique et où apparaissent de nombreuses surfaces luisantes et striées, d'aspect corné, irrisées de couleurs vives et d'écailles vert d'eau translucides (mine des Sarrazins dans le vallon de Prentiq notamment).

L'échantillon B.E43-1 de la mine du Séchier montre en plus du talc dont les cristaux allongés millimétriques se disposent sans beaucoup d'ordre, quelques cristaux plus petits (0,2 à 0,5 mm) d'une amphibole rigoureusement incolore ; une trémolite très magnésienne ($2V = -85$ à -88° , $\alpha = +14^\circ$) à tendance automorphe.

IV LES CIPOLINS (Pl. VII)

L'essentiel des données pétrographiques a déjà été publié (Le Fort, 1970 et fig. 13). Rappelons que les cipolins forment un gros banc, parfois accompagné dans le Sud de bancs plus petits, que l'on suit depuis la rive droite du Valgaudemar jusque dans la face ouest du Vieux-Chaillol. Au passage des vallées, le banc a souvent été exploité : anciennes carrières de Molines-en-Champsaur, dans le vallon de Fontfroide et à l'angle rive droite du débouché du torrent des Pins, ancienne exploitation en dessus du village de la Chaup qui lui doit son nom. Ce sont de bons endroits pour l'étudier, ainsi d'ailleurs que deux autres lieux qui se signalent par leur dénomination : au Pied-du-Marbre en face nord du Pic des Hauts-Moulins et du Pic de l'Homme (Pl. VII, fig. 1), et au torrent de Chau-Creuse affluent rive droite du torrent de Peyron-Roux.

Dans le banc, des lits micacés centimétriques apparaissent en relief sur les surfaces patinées du cipolin (Pl. VII, fig. 3). Ces lits ne sont pas rigoureusement continus ; ils peuvent diminuer d'épaisseur et se plissent parfois. Enfin ils peuvent être déplacés de quelques centimètres par des cassures assez sinueuses de direction variable. A l'intersection de plusieurs de ces cassures, la calcite a recristallisé, la trame perd sa structure planaire.

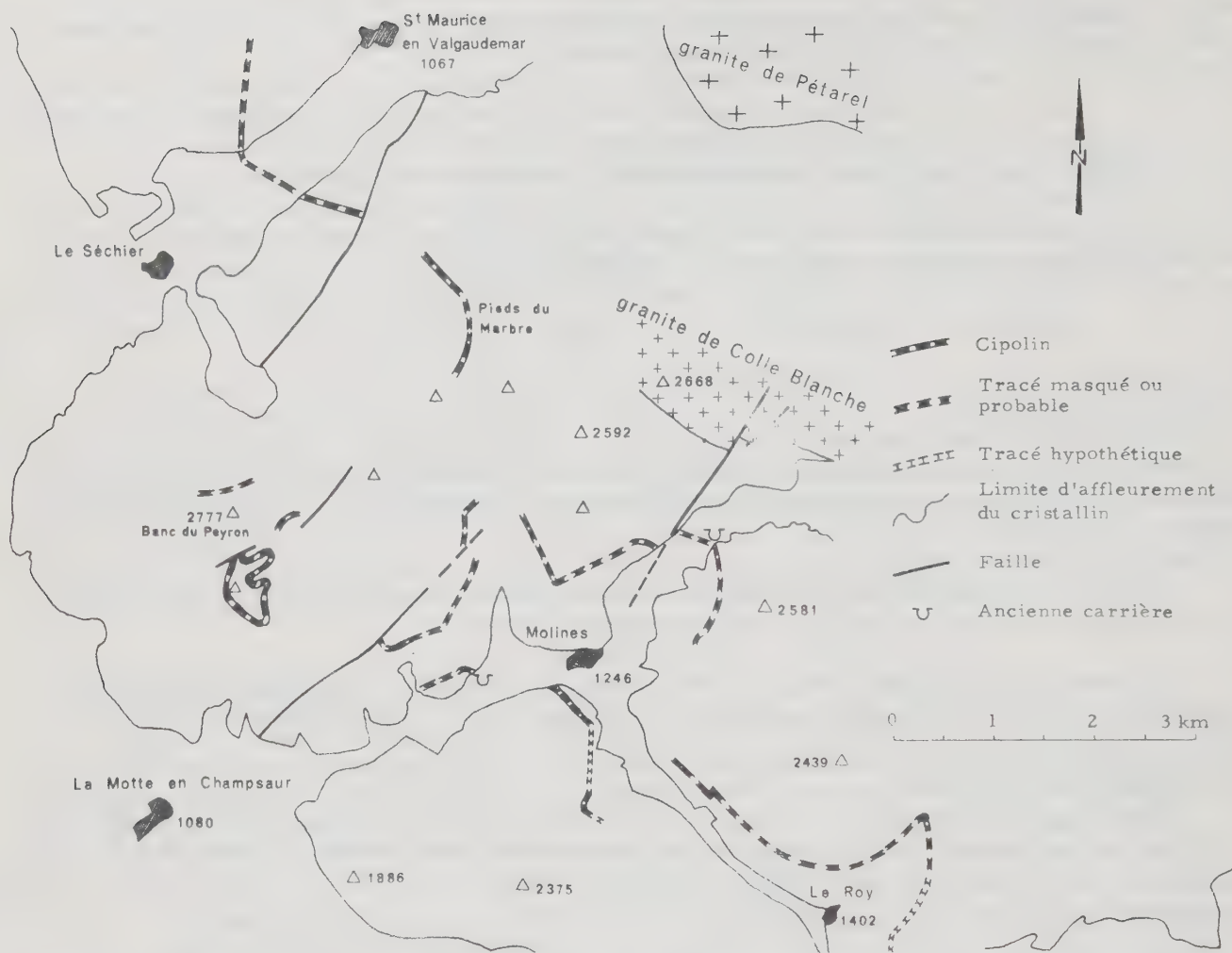


Figure 13 - Carte d'affleurement des cipolins de la zone corticale.

Rappelons également que les colorations roses ou vertes fréquentes de ces cipolins sont probablement dues à la présence d'oxydes de fer très finement divisés dans les cristaux de calcite et diversement oxydés. Quant à la composition minéralogique, elle fait intervenir les minéraux suivants :

calcite
quartz
plagioclase : andésine
(microcline)
muscovite
biotite chloritisée

épidote : pistachite
sphène
apatite
(dipyre)

La texture est saccharoïde (Pl. VII, fig. 4).

Le contact des cipolins: dans les rares cas où l'affleurement n'est pas tectonisé, le passage est franc, net (fig. 14). Mais le plus souvent, le banc de cipolin a glissé par rapport à son éponte, la carrière en amont de Molines est ainsi délimitée par un grand miroir de faille.

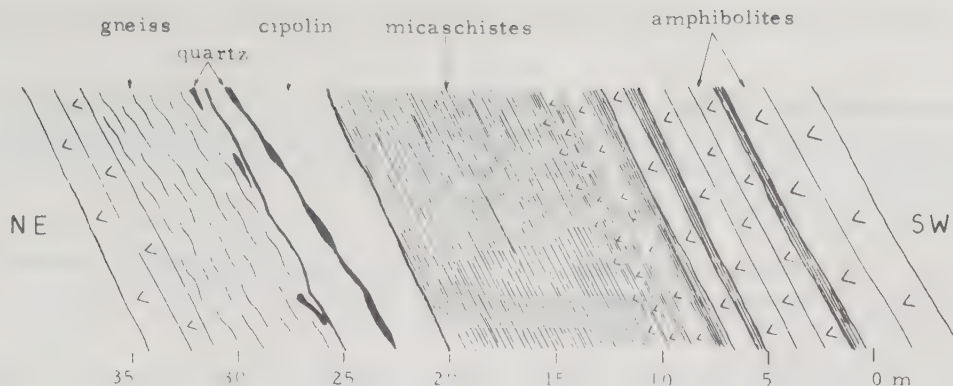


Figure 14 - Coupe schématique d'un affleurement de cipolins. Sud de la
Chaup-en-Valgaudemar (série renversée).

Dans le Bas-Valgaudemar, j'ai trouvé en rive droite le seul contact réellement progressif bien que rapide, à l'éponte Est du banc de cipolins. Une lame mince (B.D41 β) dans cette zone m'a permis d'observer l'assemblage minéralogique suivant (qui n'a jamais été trouvé ailleurs) ; les pourcentages sont donnés à titre indicatif et ont été calculés sur 900 points :

quartz	13 %	épidote-clinozoisite	6 %
microcline	13 %	apatite	
plagioclase : oligoclase - andésine	33 %	sphène	2 %
biotite chloritisée	4 %	zircon	
pyroxène : salite	20 %	opaques	3 %
amphibole : hornblende verte	6 %		

myrmékite

Le litage de la roche est plus sensible à l'affleurement ou sur l'échantillon qu'en lame mince où l'on ne remarque que de faibles différences de densité des minéraux colorés. La texture est dans l'ensemble saccharoïde, l'allongement des biotites chloritisées indiquant une schistosité parallèle au litage. Le grain varie de 0,1 à 0,3 mm.

Parmi les minéraux remarquables, signalons l'abondance du microcline bien quadrillé et du plagioclase souvent altéré (An 27 à 33 %) qui montre parfois un zonage inverse (le coeur descendant jusqu'à An 24). Le pyroxène est très faiblement pléochroïque dans des tons vert pâle (deux clivages à 86° , un troisième clivage, $2V = +56^\circ$, $\alpha = -44^\circ$) ; c'est un diopside ferrifère ou salite. Dans les mêmes zones apparaît une amphibole verte, pâle, en grande partie déstabilisée et dont les caractères optiques ne sont plus mesurables. Les minéraux accessoires sont nombreux.

Un échantillon pris à quelques décimètres de là en s'éloignant du banc de cipolin ne montre plus que la paragenèse suivante :

quartz	épidote-clinozoisite
plagioclase : andésine	apatite
biotite - chlorite	
hornblende verte saine	
grenat.	

V - L'ENSEMBLE CONGLOMÉRATIQUE (Le Fort, 1964) (Pl. VIII à XI)

L'ensemble conglomératique s'insère de façon progressive à l'intérieur des formations corticales. Sur la face nord du col du Moutas, les premiers bancs conglomératiques apparaissent dans le lit du Torrent de la Selle vers 1800 m (Pl. IX, fig. 1 et 2). Là ils sont intercalés dans des micaschistes à passées amphiboliques. Ils présentent la particularité de montrer des galets bien arrondis à coeur de carbonate dissous.

Rappelons que cette formation se suit depuis les Baisses-de-Chaillol au Sud jusqu'au Chaperon, rive gauche du Valgaudemar, au Nord. On retrouve un conglomérat semblable beaucoup plus au Nord, notamment à Entraigues en Valbonnais (Pl. VIII, fig. 2).

L'ensemble conglomératique proprement dit qui constitue le terme supérieur des formations du Chaillol est admirablement exposé sur l'énorme dalle inclinée que constitue la face sud du Chaillol (Baisses-de-Chaillol) depuis le col de Riou-Beyrou (*) à 2695 m jusqu'au sommet du Vieux-Chaillol à 3163 m. Cette grande pente de plus d'un kilomètre de long, voie normale du Chaillol été comme hiver, n'est autre que l'ancienne pénéplaine triasique basculée par la suite et à peine réentamée par l'érosion récente. A hauteur du col de Riou-Beyrou elle passe sous les terrains éocènes qui forment le Pic du Tourond ; un peu plus à l'Ouest subsistent quelques placages triasiques (Pl. VIII, fig. 1).

D'autres affleurements moins étendus ne manquent pas non plus d'intérêt, mais il faut toujours prévoir une longue journée de marche pour les atteindre. Celui du Chaperon (2748 m) (Pl. IX, fig. 5) s'atteint depuis la Motte-en-Champsaur par le vallon de la Valette, ceux du Péou en rive gauche de Londonnière depuis Molines-en-Champsaur.

Ainsi que je l'ai dit en traitant du seul conglomérat du Vieux-Chaillol (Le Fort, 1964), l'épisode conglomératique s'insère dans un ensemble détritique de plusieurs centaines de mètres de puissance (peut-être un millier). Il convient donc dans cette étude pétrographique de séparer la description du matériel détritique plus fin (grès, arkoses, microconglomérats) du conglomérat proprement dit.

1 - ARÉNITES

Ce sont des roches de teinte claire généralement verdâtre, dures, dont le débit en baguettes ou crayons masque l'ancienne structure sédimentaire. De petites passées microconglomératiques sont seules reconnaissables. La coupe au-dessus du conglomérat montre que le passage est parfaitement continu depuis les termes grossiers jusqu'aux termes les plus fins.

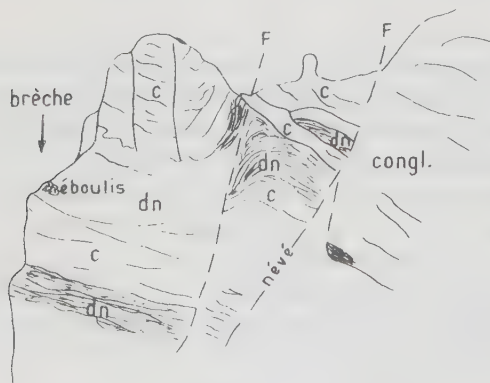


Figure 15 - Arête nord-ouest du Pic de La Saume (cirque de Londonnière). Un chicot conglomératique (c) repose sur des passées de micaschistes (dn). On observe de nombreux phénomènes de bourrage le long des deux failles (F) qui recoupent cet ensemble.

(*) prononcé "Reu-Bèrron" en Champsaur.

Il s'y intercale des bancs de micaschistes plus ou moins épais, mais de façon moins fréquente que sous le conglomérat (fig. 15).

Au microscope on reconnaît encore souvent l'habitus détritique des grains de quartz et de feldspath. Différents types de roches détritiques y sont représentés :

quartzite	→	quartzite
grès, arkoses	→	leptynite
grès micacés	→	leptynite micacée ou micaschiste leptynitique.

Comme d'habitude, il ne sera présenté que quelques types pétrographiques, autour desquels évolue l'ensemble des arénites.

1/ Quartzite micacé (O.G15 de l'altitude "2079" à l'Ouest du col de l'Ardouère).

Le grain du quartz est extrêmement fin (de 0,01 à 0,05 millimètre environ). Il constitue la majeure partie de la lame (80 à 90 %). Des cristaux de plagioclase altéré non mesurable apparaissent plus spécialement selon certains lits. Quelques paillettes de biotite chloritisée (0,1 à 0,3 mm) sont disséminées, tandis que l'on peut suivre quelques lits micacés monocristallins très fins à travers la lame. Dans ces lits, ou à leur proximité immédiate, on observe quelques cristaux de grenat (jusqu'à 0,6 mm) arrondis, poecilites et partiellement transformés en amas verdâtres de chlorite polarisant dans les gris-jaunâtre du premier ordre.

Une bonne partie des grains de quartz a recristallisé en grandes plages centimétriques allongées, amiboïdes, à extinction onduleuse.

L'apatite et le sphène sont accessoires.

2/ Leptynite grenatifère (O.K71* du sommet du Vieux-Chaillol, 3163 m).

La texture est la même, un peu moins fine. La structure est litée grossièrement, mais les feldspaths sont beaucoup plus abondants (30 %) et les plages de quartz recristallisé moins fréquentes. La biotite, entièrement chloritisée, est rare (un lit mince parcourt la lame) ainsi que le grenat (0,5 %). De minuscules paillettes de mica blanc feutrent les zones feldspathiques. On trouve un peu d'apatite.

2 - RUDITES : LE CONGLOMÉRAT

Il s'agit d'un conglomérat de blocs arrondis (Pl. VIII, fig. 3 et Pl. IX, fig. 6) dont la taille très variable peut atteindre aux Baisses-de-Chaillol plusieurs mètres cubes. J'ai mesuré un bloc de 3 x 0,5 m avec une épaisseur visible de 50 cm selon la foliation.

Entre les blocs, les espaces libres sont peu abondants (peut-être en partie à cause de l'écrasement ultérieur de la formation). Ils sont remplis soit de blocs plus petits, soit de matériel détritique assez fin, soit enfin par un ciment sombre qui rappelle les dalles-noires mais dont le grain est encore plus fin. Ce ciment primaire donne parfois des bancs lenticulaires allongés de quelques mètres ou dizaines de mètres de long qui interrompent la sédimentation du conglomérat.

La forme originelle des galets est difficile à préciser en l'absence d'études détaillées et systématiques : tout au plus peut-on dire qu'elle était arrondie et grossièrement elliptique. Quant aux caractères de leur surface (degré d'aplanissement, éraflures, cicatrices,...) ils ont probablement disparu lors du métamorphisme et je n'ai pu faire aucune observation valable à ce sujet bien qu'il soit encore possible de déchausser certains blocs au marteau (rappe- lons toutefois comme le faisait remarquer Vuagnat, 1964) qu'il convient de ne pas confondre le conglomérat méta- morphique du Vieux-Chaillol avec le petit épisode conglomératique de la base du Priabonien qui affleure assez lar-

gement autour du col de Riou-Beyrou, où des cuvettes de cristallophyllien sont ainsi remplies d'un conglomérat de conglomérat).

Ainsi que le pensait le Professeur Perriaux, lors d'une tournée commune, la beauté de l'affleurement mériterait qu'un sédimentologue s'y intéresse et tente d'y caractériser les degrés d'émoussé, l'orientation des blocs et tâche d'y noter les figures de sédimentation qui existent (graded bedding notamment à la partie supérieure) et ne semblent pas totalement ininterprétables.

Les blocs du conglomérat sont composés d'éléments variés (Pl. VIII et IX) :

a/ de granite souvent porphyroïde ayant acquis par étirement la foliation générale de la série. Certains blocs de ce granite (O.L710) rappellent nettement les gneiss oeillés de Crupillouse (cf. p. 93 à 117) ;

b/ de leptynites blanches à grain fin également schistifiées ;

c/ de porphyroïdes à allure volcanique acide franche, rhyolitique ;

d/ de gneiss parfois oeillés plus micacés que le granite et dont l'ancienne foliation est nettement discordante sur l'actuelle ;

e/ de quelques galets de quartz (ne dépassant pas 7 à 8 cm). Ils existent bien contrairement à l'affirmation de Vuagnat (1964) qui ne les avait vus que dans le conglomérat Eocène ;

f/ enfin, certaines des passées sombres attribuées au ciment, mais très homogènes et tranchant nettement sur leur entourage pourraient avoir été des galets mous ou à demi indurés, s'écrasant plus facilement que les blocs de roches cristallines.

Il faut souligner par contre que je n'ai jamais rencontré aucun galet d'amphibolite ou de gneiss amphibolitique, ce qui surprend étant donné l'extension de celles-ci dans le noyau (chapitre II). Il faut remarquer cependant que même les galets de gneiss sont rares. Il est d'abord possible que le conglomérat ait été alimenté par un bassin essentiellement granitique ; mais il se peut également que les conditions sédimentologiques (climat, érosion, transport...) aient été telles que les roches gneissiques se soient plus facilement altérées, notamment à cause de l'abondance plus grande des micas et des amphiboles et qu'elles aient surtout contribué à former le ciment. La taille énorme des blocs implique un transport relativement bref, analogue à celui des séries de piedmont, ceci sans préjuger de leur époque de mise en place par rapport à une phase orogénique (Weisbrod, 1970, T. I).

1/ Description pétrographique des galets

a - "Le granite"

L'affleurement des Baisses-de-Chaillol est recoupé par un système de diaclases (N 10° à N 30°) sensiblement perpendiculaires à la linéation générale (N 110°). Sur la surface de ces diaclases, on retrouve bien l'ancienne nature granitique de la majorité des blocs : la texture équate est pratiquement conservée, à peine aplatie selon la foliation générale (Pl. VIII, fig. 6). Dans un plan parallèle à la linéation (c'est la pente générale de l'affleurement aux Baisses-de-Chaillol), les mêmes blocs apparaissent formés de la coalescence de lentilles centimétriques allongées et tordues, soit de quartz limpide légèrement bleuté, soit de feldspath d'un ocre blanc crayeux, emballées d'une pellicule micacée verdâtre et luisante. Quelques paillettes de mica blanc s'insèrent parfois sur les enveloppes micacées.

Au microscope on retrouve cette texture (Pl. X, fig. 1). Des lits assez fins (0,05 à 0,5 mm) de biotite presque entièrement chloritisée ceinturent des flots de quartz ou d'anciens feldspaths. Les plages de quartz ont des contours persillés fréquemment granulés, leur extinction est très ondulante, elles sont envahies de minuscules inclusions : paillettes micacées, inclusions fluides et l'on y observe de nombreuses fractures recimentées.

Les lentilles de feldspath quant à elles, sont presque entièrement remplacées par de fines paillettes de mica blanc (0,01 à 0,1 mm), allongées de façon préférentielle selon deux directions perpendiculaires

qui doivent correspondre aux anciens clivages des yeux de feldspath potassique. Ces lentilles feldspathiques semblent avoir été monocristallines,

Quelques fantômes de plagioclase envahis de produits micacés blancs apparaissent exceptionnellement dans les zones de transition entre plusieurs lentilles. Enfin des paillettes de muscovite (jusqu'à 1 mm) se développent soit dans les lits de biotite chloritisée qu'elles reprennent, soit au coeur des anciens feldspaths potassiques ; leur extinction est toujours roulante, j'en ai même observé une ployée deux fois à angle droit en Z.

b - Leptynites albitiques

Tout un ensemble de blocs de taille moyenne, leucocrates, à grain généralement millimétrique, fortement linéés, peut être classé dans cette catégorie sans qu'il soit possible d'en déterminer la nature originelle (aplite, gneiss leucocrate, arkose, tuf ?).

Au microscope on reconnaît (O.L720) (Pl. X, fig. 2 et Pl. XI, fig. 1) :

quartz	apatite
plagioclase (An 5)	zircon
muscovite	opaques
(biotite chloritisée)	

Les feldspaths qui atteignent 3 mm de diamètre sont très allongés selon la linéation (jusqu'à 7 mm). Comparés à ceux des blocs de "granite", leur fraîcheur est surprenant (Pl. XI, fig. 1) ; seules quelques tablettes de mica blanc (1/10 mm) peuvent apparaître dans les grandes plages qui restent limpides. Cependant, les cristaux sont fréquemment tordus (macles ondulantes) ou cassés et dans ce dernier cas ils ont souvent recristallisé le long de ces fractures en petits filonnets ou zones à contours peu nets de composition différente semble-t-il.

Les cristaux de muscovite disposés à plat jalonnent préférentiellement des fissures parallèles à la foliation, le long desquelles se retrouvent des fantômes de biotite déchiquetée entièrement chloritisée. Leur extinction est toujours légèrement ondulante.

L'habitus des plagioclases en grands cristaux (Pl. XI, fig. 1), fait penser que beaucoup de ces blocs sinon tous ont pour origine un tuf volcanique acide, albitique, suffisamment lapidifié pour être transporté, mais peu orienté, donc non métamorphique à cette époque, afin d'acquérir uniquement la linéation générale de la formation conglomératique.

c - Porphyroïdes

Le plus bel échantillon provient d'un galet d'une quinzaine de centimètres de long trouvé dans un affleurement du bas des Baisses-de-Chaillo (O.L712). A l'oeil nu on remarque déjà bien la structure rhyolitique de l'échantillon.

Au microscope (Pl. X, fig. 3 et 4) on observe des phénocristaux de quartz, orthose, plagioclase isolés dans une mésostase de petits cristaux de quartz, plagioclase, biotite, muscovite.

Les phénocristaux (0,5 à 4 mm) ont souvent gardé leurs contours arrondis, lobés. Ceux de quartz sont généralement formés d'un assemblage de plages recristallisées en lanières ; parallèlement à la linéation ils peuvent même s'être transformés en lentilles allongées plus ou moins complètement granulées ; les bordures de ces phénocristaux sont toujours finement dentelées. Ceux de

feldspath montrent encore d'anciennes cassures remplies surtout de quartz granulé, mais les extinctions entre nicols croisés sont beaucoup plus franches que pour le quartz. L'orthose est la plus abondante et forme les grands cristaux ; c'est une orthose très perthitique, à grand angle d'axes optiques, à peine atteinte par endroits d'un début de séricitisation (minuscules paillettes micacées blanches très disséminées). Le plagioclase est une albite (An 8-10) légèrement altérée. Orthose et albite sont ceinturées d'une couronne de muscovite et de quartz très finement cristallisée.

La mésostase entièrement cristallisée (0,01 mm environ) présente une texture vaguement fluidale dans l'ensemble. Elle est formée d'un puzzle de quartz dominant (plus de 50 %), de quelques plagioclases (albite-oligoclase), de biotites chloritisées verdâtres, grises entre nicols croisés, assez rares. La muscovite assez abondante se développe préférentiellement en bordure des phénocristaux et en petits amas le long de fissures bien visibles en lumière naturelle (soulignées de dépôts brunâtres) ; elle forme un réseau de fond à grain très fin s'alignant suivant la linéation. On remarque enfin de l'apatite en petits grains disséminés et des opaques brunâtres ou noirâtres informes.

Ainsi s'agit-il d'une métarhyolite calco-alkaline ou même sub-alkaline (orthose > plagioclase), ayant acquis au cours de sa recristallisation partielle une texture fortement orientée.

La description des autres blocs du conglomérat présente peu d'intérêt. Ou bien ce sont des galets de quartz, ou bien ils se rapprochent du matériel granitique déjà décrit (blocs de gneiss à yeux feldspathiques que l'on ferait volontiers provenir de l'encaissant du "granite" ou de grandes enclaves du même "granite"), ou enfin, dans le cas de galets mous (?), ils ressemblent tout à fait au ciment très fin de ce conglomérat.

2/ Description pétrographique du ciment

Bien visibles à l'affleurement, les passées de ciment sont noires et moulent souvent les blocs, formant parfois des petits amas plus importants.

En lame mince, le grain est extrêmement fin (0,01 à 0,05 mm) la texture planaire très nette (Pl. XI, fig. 2). La roche est formée d'un réseau très dense de courtes baguettes ou plages de biotite orientées principalement selon la schistosité ce qui occasionne un pléochroïsme de l'ensemble de la plaque mince ; sa couleur est brun-verdâtre selon Ng, vert pâle selon Np ; exceptionnellement elle peut présenter des débuts de chloritisation. Elle encadre des cristaux de quartz sans inclusions et de plagioclase entièrement séricitisé. La muscovite a cristallisé en fines baguettes peu nombreuses qui semblent s'insérer en bordure ou au cœur des biotites où elles tranchent par leur couleur vive entre nicols croisés ; son orientation est moins nette que celle de la biotite. Quelques grenats poecilolithiques, arrondis, plus ou moins altérés peuvent apparaître. On trouve enfin de l'apatite, du zircon et de nombreux petits grains opaques informes.

VI LES GNEISS À DEUX MICAS

A la limite orientale des terrains précédents, les gneiss à deux micas forment une bande d'épaisseur variable plus ou moins continue. Dans le Bas-Valgaudemar (entre la Chaup et le vallon de Prentiq) et dans le vallon de Fontfroide à l'Est de Molines-en-Champsaur, ils affleurent largement. Sur la rive gauche de ce dernier vallon on peut observer une très belle coupe malheureusement peu facile d'accès (fig. 16).

Pour cela, prendre le sentier supérieur du col de l'Ardouère qui s'embranché sur le sentier du col de Fontfroide au point "1699" au-dessus de la maison forestière de Peyron-Roux. Le quitter peu

avant ou après le Torrent du Vallon pour grimper vers le Nord-Est (Le Brusq), en direction de la crête, arête Est de la cime des Moutières, que l'on peut atteindre en un point situé à mi-distance entre les points "2632" et "2534". Dans le haut entre 2300 et 2400 m, on peut suivre d'anciennes sentes de mouton qui empruntent une vire pourrie vertigineuse.

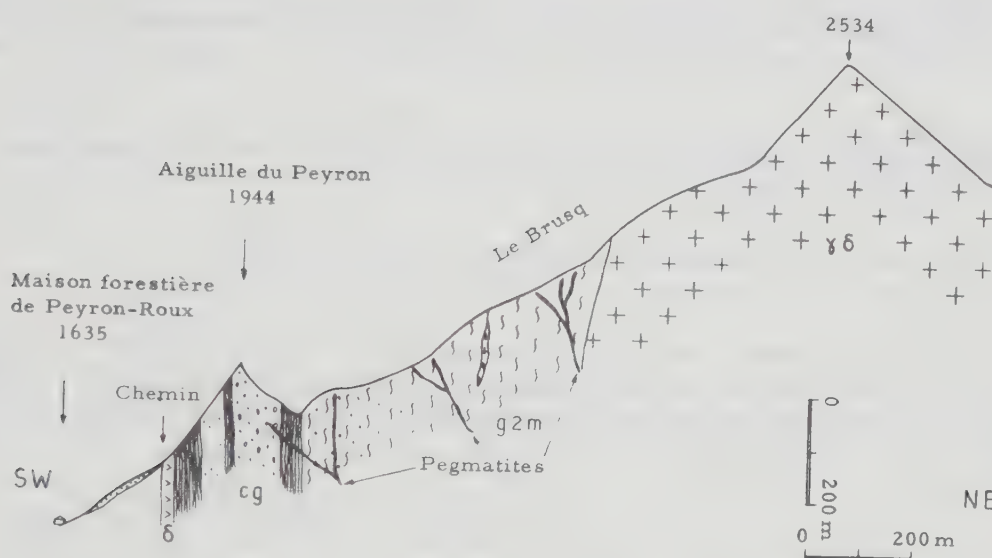


Figure 16 - Coupe schématique de la rive droite de Peyron-Roux illustrant le passage progressif des horizons conglomératiques aux gneiss à deux micas qui font l'enveloppe du granite à amphibole de Colle-Blanche.

La coupe du Brusq (fig. 16) montre une progression continue qui fait passer des horizons conglomératiques bien reconnaissables de l'Aiguille du Peyron aux gneiss à deux micas francs. Aucun accident méridien important ne semble perturber la coupe.

Les gneiss à deux micas ont une texture gneissique typique, à belle foliation régulière, une couleur rous-sâtre. A l'oeil nu on observe des lits quartzofeldspathiques alternant avec des films micacés biotitiques. De très nombreuses paillettes de muscovite brillent au soleil.

Au microscope (Pl. XI, fig. 3 et 4), on détermine la composition minéralogique suivante valable pour l'ensemble des gneiss à deux micas :

quartz	(épidote)
feldspath potassique	apatite
oligoclase	(zircon)
biotite (chloritisée)	
muscovite	
(grenat)	

Le grain est dans l'ensemble millimétrique (c'est-à-dire beaucoup plus grossier que pour les roches habi-tuelles de l'ensemble cortical). La texture gneissique se révèle peu au microscope où certains échantillons pourraient facilement être pris pour des roches granitiques équantes.

L'habitus du quartz (0,1 à 2 mm) est cataclastique.

Le feldspath potassique, très répandu, forme les plus gros cristaux (jusqu'à 6 mm). Dans une même lame on observe très souvent des cristaux d'orthose à perthites en fuseaux et des cristaux de microcline quadrillé. L'orthose semble toujours très sodique ($2V = -85^\circ$, $Np \wedge a = 3^\circ$ pour B.C63*). Dans les lames d'échantillons tectonisés subsiste seul le microcline quadrillé ; aux rayons X, l'échantillon B.B62* a effectivement révélé un microcline maximum ayant de 15 à 18 % d'Ab dans son réseau. Dans ce dernier cas, le quartz a tendance à se granuler, les feldspaths à se séricitiser.

Le plagioclase, abondant, forme des cristaux millimétriques dont la teneur en anorthite est assez variable d'un échantillon à l'autre (oligoclase An 16-28). Les myrmékites sont souvent présentes mais généralement peu abondantes.

La biotite (toujours chloritisée dans les échantillons tectonisés) trace de façon vague de petits lits discontinus ; sa répartition évoque très souvent la texture cloisonnante (*).

La muscovite forme de belles paillettes souvent ondulées ; elle se développe de préférence à proximité des biotites qu'elle recoupe plutôt qu'elle n'en reprend les clivages. Parfois des amas pseudomorphosent totalement d'anciens cristaux xénomorphes (silicates de métamorphisme probablement).

Dans la coupe du Brusq, le contact avec le granite à amphibole de Colle-Blanche est net, brusque, parallèle à la foliation des gneiss à deux micas, d'ailleurs assez floue à cet endroit, mais non tectonique. A quelques mètres du contact on relève, dans les gneiss, quelques filons amphiboliques surmicacés décimétriques, dans le granite, quelques filons sinueux et divisés d'un granite plus leucocrate, peu ou pas amphibolique.

Des filons décimétriques de pegmatite, très chargés en muscovite (**), recoupent les gneiss et les roches sous-jacentes. Des diverticules de ces pegmatites peuvent s'insinuer dans les gneiss à deux micas selon la foliation, et les muscovites de la pegmatite finissent par se confondre avec celles du gneiss.

La structure, la texture, la composition minéralogique (et notamment l'abondance du feldspath potassique si habituel dans le noyau) opposent les gneiss à deux micas aux autres roches de l'ensemble cortical. Pourtant, le passage sur le terrain se fait de façon progressive, et les caractères granitiques des gneiss vont en augmentant tandis que les structures conglomeratiques s'effacent rapidement.

L'origine du matériel de ces gneiss pose un problème intéressant (Le Fort et Ehrström, 1970) dont il sera à nouveau question au cours de l'étude chimique.

C — RAPPEL CHIMIQUE

Une série de quarante échantillons a été choisie pour illustrer chimiquement le massif du Chaillol (analyses, annexe II). Leur étude a fait l'objet d'une publication (Le Fort et Ehrström, 1969) dont je me bornerai à rappeler ici les conclusions.

(*) La texture cloisonnante où la biotite se moule sur les assemblages quartzofeldspathiques est une texture courante et typique de nombreux granites du Haut-Dauphiné.

(**) L'une de ces muscovites a été datée au C.R.P.G. par la méthode K-Ar : 328 MA.

Cette étude nous a amené à définir deux cycles chimiquement distincts et superposés dans les massifs du Chaillol et de Belledonne de bas en haut : un cycle volcano-détritique de type spilite-kératophyre (leptynites et amphibolites) ; un cycle essentiellement sédimentaire de type Culm (?) à alternances gréseuses et schisteuses, dont seule la base conglomératique subsisterait dans le Chaillol.

Le massif du Chaillol correspondrait donc essentiellement au cycle volcano-détritique, inférieur, dont la ressemblance est frappante avec les complexes volcaniques de spilites et kératophyres préhercyniens d'autres régions (Morvan, A. Michel-Lévy ; Monts du Lyonnais, Peterlongo, 1960 ; massif de Schirmeck dans les Vosges, Juteau, 1965).

Les gneiss à deux micas forment un groupement chimique particulier dont la nature rhyolitique a été envisagée (Le Fort et Ehrström, 1959, p. 232). Or, de nombreux autres pointements de roches chimiquement semblables ont été reconnus dans le noyau ; ce sont (cf. première partie, chapitre I, B-VI) :

- les gneiss et porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin - Plan-du-Lac ;
- les gneiss de Villar-Loubière ;
- les gneiss et porphyroïdes du Combeynot (Lacombe, 1970).

Toutes ces roches se disposent dans de grands linéaments tectoniques, les gneiss de Villar-Loubière et les gneiss à deux micas de la zone corticale notamment, à la limite entre l'écorce et le noyau. On verra plus loin les liaisons possibles de ce volcanisme acide avec la granitisation. Rappelons que l'existence de ce volcanisme acide à caractère latitique ressemble à certaines associations du domaine hercynien, par exemple des Vosges (Juteau et Rocci, 1966 ; Stussi, 1969 ; Le Fort et al., 1969).

D - ÉTUDE DU MÉTAMORPHISME

I - LES MINÉRAUX À COMPOSITION VARIABLE

Avant d'étudier les conditions thermodynamiques qui ont présidé à la constitution des assemblages minéralogiques présentés ci-dessus, voici quelques précisions sur la nature des minéraux à composition variable qui entrent dans les paragenèses décrites.

1 - PLAGIOCLASES

La teneur en anorthite des plagioclases a été précisée chaque fois que cela était possible, lors de la description pétrographique. Sa récapitulation (tableau 6) montre une évolution parallèle de la teneur en anorthite et de la basicité de la roche hôte : albite dans les leptynites, le plagioclase devient une andésine dans les amphibolites et les cipolins.

On a souvent signalé que dans les roches riches en calcium un plagioclase à plus de 15 % d'anorthite n'était stable qu'à partir des conditions de température et de pression du faciès almandin-amphibolite (B 1-1) de type Barrow, ou du sous-faciès quartz-andalousite-plagioclase-chlorite (A 1-2) de type Abukuma (Winkler, 1966). Toutefois ce critère doit être utilisé avec prudence car la teneur en anorthite du plagioclase est fonction de la paragenèse, de P_{H_2O} , de P_{CO_2} , etc. (Orville, communication orale).

2 - MICAS NOIRS

Dix "biotites" ont été séparées et analysées (analyses chimiques annexe II). La séparation des biotites dans les roches de l'ensemble cortical est une opération délicate à cause de la finesse du grain de ces roches et des nombreuses et petites inclusions de quartz, muscovite, oxyde de fer, etc. qui restent prisonnières du mica. Cependant, l'homogénéité d'ensemble des compositions est un indice encourageant ; seules (3) et (8) s'écartent franchement du lot et correspondent très probablement à des échantillons pollués.

Tous les échantillons ont été prélevés sur des affleurements soumis aux intempéries (pluie, neige, gel), et il est possible que l'influence d'une altération superficielle (hydromicas) soit en jeu (Wenk et al, 1963). La régularité du phénomène fait cependant penser qu'une cause plus profonde a pu jouer dans la formation de ce qui se rapproche d'hydrobiotites (*).

Le déficit en potassium de ces micas par rapport aux biotites normales (Deer, Howie, Zussman, 1963) est important. Le calcul d'une formule structurale sur la base de 22 oxygènes (Seifert, 1966) ferait apparaître un remplissage du site vacant W de 20 à 40 %. Par contre, les valeurs de la perte au feu sont considérables pour des micas. Bien que la mesure de la teneur en eau par quantométrie soit sujette à caution, elles semblent toujours dépasser la valeur théorique de 4 et montent jusqu'à 7 environ. On notera également l'importance beaucoup trop grande du calcium, en partie liée à l'abondance d'inclusions d'apatite, épidote, voire même calcite dans ces micas.

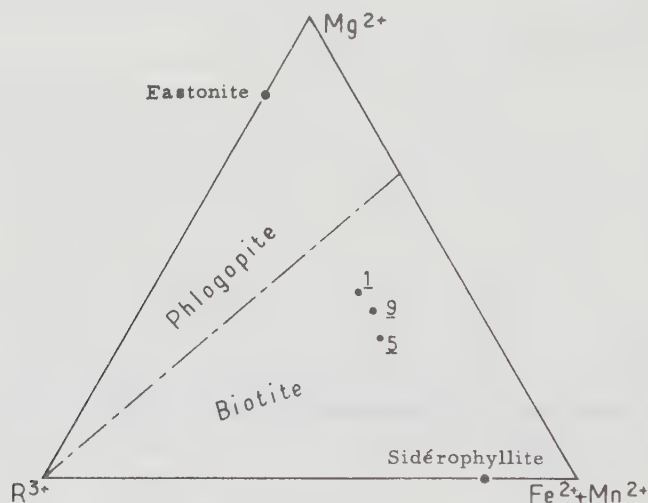


Figure 17 - Triangle $Mg^{2+} - R^{3+} - Fe^{2+} + Mn^{2+}$ pour les biotites corticales. (Forster, 1960 ; Wenk et al., 1963).

L'importance respective du fer et du magnésium ne semble pas par contre avoir été beaucoup modifiée par rapport à celle des micas originels (fig. 17) (cf. biotites de granite). Il s'agit de biotites moyennement magnésiennes dont le rapport Al^{3+}/Ti^{4+} tombe dans le domaine des biotites de roches mésozonales (Guitard, 1963) (fig. 18).

 (*) De la famille des illites dont la formule chimique communément admise est de la forme :
 $K_y Al_4 (Si_{8-y} Al_y) O_{20} (OH)_4$; $y < 2$ est généralement compris entre 1 et 1,5 (Deer et al., 1963).

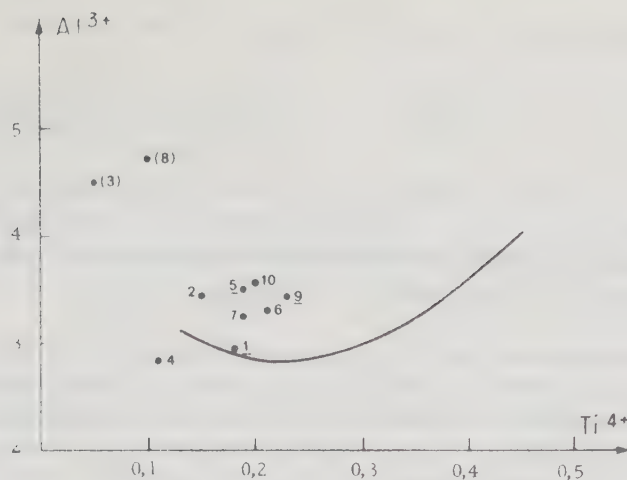


Figure 18 - Diagramme $Al^{3+} - Ti^{4+}$ de Guitard (1963). Les biotites corticales tombent dans l'ensemble dans le domaine défini comme celui des biotites des roches métamorphiques mésozonales.

3 - GRENATS

Trois grenats provenant de micaschistes ont été séparés puis analysés (analyses chimiques, annexe II).

		Almandin	Pyrope	Spessartine	Grossulaire	Andradite
1	B. E53*	69	4	4	14	6
2	O. L8A*	67	7	5	14	4
3	O. L8A'*	67	8	4	13	5

Tableau 2 - Pourcentages en termes extrêmes des grenats de la zone corticale.

Ces résultats sont remarquables par leur homogénéité. Il s'agit de grenats almandin à faible pourcentage de grossulaire ; la très petite teneur en spessartine pourrait amener à envisager un métamorphisme déjà assez élevé (Miyaschiro, 1953 ; Sturt, 1962). Toutefois, il convient de se méfier de ces règles empiriques qui ne peuvent tout au plus qu'avoir une valeur locale (Weisbrod, 1970) et ceci d'autant plus, que la présence de matière carbonée largement répandue dans les dalles-noires et probablement présente dans les autres micaschistes diminue la pression partielle d'oxygène et favorise la cristallisation d'almandin.

1/ L'association grenat - biotite

Soit la réaction (Weisbrod, 1970) :



(X et Y étant deux minéraux où n'interviennent ni le Fe ni le Mg).

L'équilibre étant réalisé, on peut appliquer à (n) la loi d'action de masse :

$$\text{avec } \ln K_n = - \frac{(\Delta G_n)_{\text{t}}}{RT} \quad ; \quad x_n = K_n = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \quad \text{dans la biotite .}$$

"A température t donnée, ΔG_n , donc K_n , donc x_n sont déterminés, ce qui veut dire qu'à température et pression donnée, la composition de la biotite en association tétraphasée avec un grenat essentiellement ferrique et deux minéraux caractéristiques non ferromagnésiens, ne dépend pas de la composition globale de la roche mais seulement de cette pression et de cette température" (Weisbrod, 1970).

La répartition du fer et du magnésium entre un grenat et la biotite qui lui est associée a fait l'objet d'une étude statistique récente de Saxena (1969). A partir d'analyses statistiques multivariées, Saxena établit l'équation permettant de calculer le coefficient de distribution K_D . Il en présente deux formes, selon que l'on a affaire à une roche du faciès épidote-amphibolite ou de la zone à staurotide (K_{D1}), ou bien à une roche de faciès amphibolite supérieur ou de faciès hornblende-granulite (K_{D2}). A partir de ce coefficient, une nouvelle équation permet de calculer le coefficient de distribution transformé K_T , qui se révèle significatif dans la distinction des températures de cristallisation des assemblages étudiés. Il s'agit donc d'un géothermomètre du métamorphisme régional où les effets des variations de la pression sont négligés.

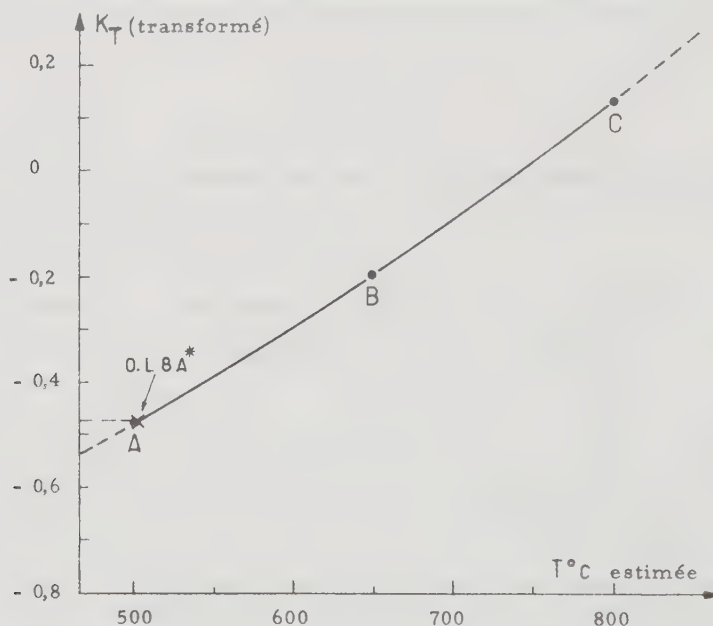


Figure 19 - Géothermomètre des couples biotite-grenat
(d'après Saxena, 1969 modifié).

A : faciès épidote amphibolite et zone à staurotide ;
B : faciès amphibolite inférieur ; C : faciès granulite
(charnockite).

Saxena tire de l'étude de 93 couples, une courbe d'évaluation thermométrique basée sur trois points principaux (fig. 19). J'ai toutefois corrigé les estimations de température qui semblaient fortement sous-évaluées (Winkler, 1967, p. 140) :

	Roche-hôte	K_D	Température estimée
C	faciès granulite (charnockite)	0,1349	(800°C ?)
B	faciès amphibolite supérieur	- 0,1954	600-700°C
A	faciès épidote-amphibolite et zone à staurotide	- 0,4800	(500-600°C)

Le même calcul appliqué à l'échantillon O.L8A* (biotite 7, grenat 2) donne :

$$\begin{aligned} K_{D1} &= 0,1476 & K_{D2} &= 0,1266 \\ K_{T1} &= - 0,4776 & K_{T2} &= - 0,4671 \end{aligned}$$

Ces valeurs sont très voisines et proches de celle calculée par Saxena pour A : faciès épidote-amphibolite et zone à staurotide.

2/ Discussion

a - Influence de la pression

Soit l'équation



$$\text{On a : } R \ln K = - \frac{(\Delta G)^P}{T} \quad \text{ou} \quad \log K = \frac{(\Delta G)^P}{4,574 T}$$

$$\log K = - \frac{\Delta H}{4,574 T} + \frac{\Delta S}{4,574} - \frac{P \Delta V}{4,574 T}$$

Pour une même température T_1 , à deux pressions P_1 et P_2 , on peut écrire en première approximation :

$$\log K_1 = - \frac{P_1 \Delta V}{4,574 T_1} ; \quad \log K_2 = - \frac{P_2 \Delta V}{4,574 T_1} ; \quad \text{soit} \quad \log \frac{K_2}{K_1} = - \frac{\Delta V}{4,574 T_1} (P_2 - P_1)$$

Pour une température de 800°K et une différence de pression de 1000 bar, par exemple, on a ($\Delta V = 0,64$ cal/bar)

$$\log \frac{K_2}{K_1} = - 1,75 \times 10^{-2} \quad \text{soit : } \frac{K_2}{K_1} \simeq 1,04$$

L'influence de la pression est effectivement négligeable sur l'équilibre (1).

b - Influence de la teneur en autres éléments et notamment en chaux

De nombreux auteurs ont parlé du rôle des autres éléments dans la distribution du fer et du magnésium entre la biotite et le grenat (notamment Phinney 1963 ; Hounslow et Moore, 1967). Weisbrod a fait une étude théorique poussée de ces influences (1970, T. II) qui met en relief "la très grande complexité due aux interactions multiples entre les différentes variables". Dans les associations à grenat, le manganèse, l'oxygène et CO_2 en présence de graphite, jouent un rôle fondamental ; "quant au calcium, son rôle peut être important dès qu'il atteint dans la roche une teneur appréciable" (Weisbrod, T. II, p. 116).

Saxena (1969) a tenu compte dans l'établissement de son coefficient de partage K_D des teneurs en Ca, Mn, Ti et Al de ses minéraux ; cependant la dispersion de ses coefficients K_D et K_T reste grande.

Si dans une série de roches d'un même domaine, à chimisme variable mais dont les conditions de genèse sont identiques, "il est relativement aisé de corriger les variations dues à la teneur en Mn et Ca du grenat", les corrélations entre domaines différents "s'avèrent décevantes" (Weisbrod, 1970, T. II, p. 119).

c - Influence de la rétro-morphose

Comme l'a montré Weisbrod (1970, T. II, p. 122) dans le cas des Cévennes médianes, la répartition des éléments entre biotite et grenat est modifiée lors d'une rétro-morphose, même si celle-ci ne se marque pas par des minéraux néoformés.

Or les formations corticales ont été largement affectées par des phénomènes rétro-morphiques ; cette constatation que l'on peut déjà faire au vu de la séricitisation des plagioclases et de la chloritisation des micas noirs, sera développée à nouveau plus loin. Il semble donc difficile que le coefficient de partage calculé pour le seul couple O.18A* soit véritablement significatif du métamorphisme subi par l'ensemble des formations.

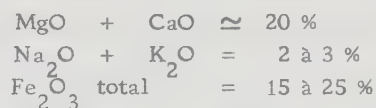
3/ Conclusion

Après toutes les restrictions apportées à la méthode de Saxena, tant sur le plan théorique que sur le plan de son application pratique, on ne peut conserver qu'une confiance limitée dans les corrélations proposées. D'ailleurs, l'imprécision des correspondances thermodynamiques que donne Saxena retirerait déjà beaucoup d'intérêt au résultat. Nous verrons toutefois qu'il concorde de façon étonnante avec ce que l'on peut déduire des autres observations.

4 - AMPHIBOLES

Onze amphiboles ont été séparées. Neuf d'entre elles, n°1 à 8 et 10 proviennent de la coupe de Moussuq (fig. 9) où elles ont été échantillonnées systématiquement sur les 200 m de puissance de l'affleurement. Les analyses chimiques sont données dans l'annexe II.

On remarque d'abord la belle homogénéité de ces analyses et tout particulièrement des huit premières prélevées de façon systématique, séparées et analysées en un seul lot :

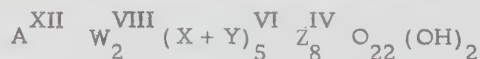


Les quelques écarts brusques semblent aléatoires et sont probablement dus à une pollution des amphiboles par des inclusions diverses (sphène, oxydes de fer, biotite, plagioclase) trop petites pour être éliminées.

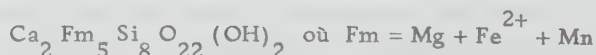
La comparaison des analyses chimiques et des couleurs aboutit aux deux constatations suivantes :

- la teinte bleue du Ng est liée à la teneur en Na_2O ; plus celle-ci est grande, plus l'amphibole est bleutée ;
- l'intensité de la teinte quelle qu'elle soit diminue avec le départ de fer, le départ de Fe_2O_3 étant toujours proportionnellement plus important que celui de FeO .

La formule structurale d'une amphibole ramenée à une demi-maille, est de la forme générale :



En partant de la formule de la trémolite :



on peut obtenir les huit autres termes principaux d'amphibole calcique au moyen de substitutions isomorphiques caractéristiques selon le tableau 4 repris de Fabriès (1963) (*).

(*) Les remplacements isomorphiques $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ et $\text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ne sont pas envisagés ici. Ils sont l'objet du diagramme m/a de la figure 21.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Mou. 0*	Mou. 1*	Mou. 2*	Mou. 3*	Mou. 4*	Mou. 5*	Mou. 6*	Mou. 7*	B. K51*	V5	B. F45*
Z	6,59 1,41	6,27 1,73	6,51 1,49	6,48 1,52	6,46 1,54	6,52 1,48	6,37 1,63	6,63 1,37	6,38 1,62	5,94 2,06	6,40 1,60
Y	0,80 0,33 0,10	0,25 0,64 0,43	0,69 0,56 0,13	0,69 0,62 0,21	0,46 0,59 0,17	0,64 0,40 0,17	0,88 0,48 0,16	0,64 0,36 0,16	0,90 0,14 0,45	0,13 0,49 0,73	1,10 0,42 0,12
X	1,26 0,03 2,77	1,63 0,06 2,08	1,42 0,04 2,27	1,24 0,04 1,97	1,47 0,05 2,27	1,65 0,05 2,21	1,38 0,04 2,19	1,50 0,05 2,37	1,60 0,03 1,79	2,24 0,06 1,60	1,39 0,03 2,26
W	1,54	1,67	1,59	1,87	1,80	1,70	1,59	1,69	1,50	1,47	1,18
+	0,35	0,36	0,49	0,43	0,38	0,37	0,40	0,38	0,75	0,42	0,65
A	0,08	0,08	0,10	0,08	0,11	0,13	0,16	0,12	0,10	0,10	0,15

Tableau 3 - Formules structurales des amphiboles corticales.

Substitution isomorphique	Nom	Symbole	A	W	X + Y	Z
	Trémolite	Tr		Ca ₂	Fm ₅	Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Ti Al ₂ → Mg Si ₂	Titano-amphibole	Tiam		Ca ₂	Fm Ti ₄	Al ₈ "
Mg → Ca	Cummingtonite	Cum		Mg ₂	Fm ₅	Si ₈ "
Ca Al ₂ → Si ₂	Edénite calcique	Ced	Ca	Ca ₂	Fm ₅	Al ₂ Si ₆ "
Na ₂ → Ca	Richtérite	Rt	Na	Na Ca	Fm ₅	Si ₈ "
Na Al → Si	Edénite	Ed	Na	Ca ₂	Fm ₅	Al Si ₇ "
Na Al → Ca Mg	Glaucophane	Gl		Na ₂	Fm ₃ Al ₂	Si ₈ "
Al ₂ → Mg Si	Tschemmackite	Ts		Ca ₂	Fm ₃ Al ₂	Al ₂ Si ₆ "
Na Al ₃ → Mg Si ₂	Pargasite	Pa	Na	Ca ₂	Fm ₄ Al	Si ₆ Al ₂ "

Tableau 4 - Remplacements isomorphiques des hornblendes (d'après Fabriès, 1963).

Les formules structurales et les compositions molaires des amphiboles ont été calculées sur la base de 23 oxygènes selon la méthode de Fabriès (1963) (tableaux 3 et 5) en éliminant le terme Pa.

On note tout de suite la forte teneur en aluminium de ces amphiboles ; par contre, la teneur en calcium n'est pas très élevée et situe ces amphiboles à la limite des hornblendes calciques ($Ca \geq 1,5$) et des amphiboles subcalciques (V 5 et BF 45). Leur formule générale est du type :

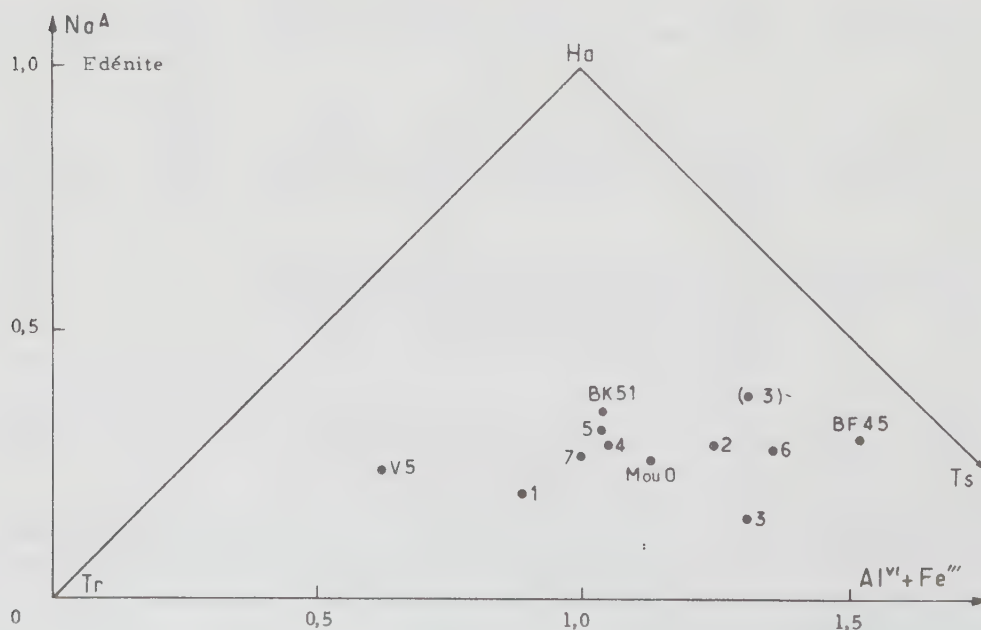
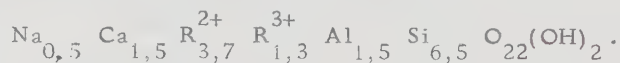


Figure 20 - Diagramme de Boyd (1959) pour les amphiboles corticales.
Constance de remplissage du site A.

Le diagramme de Boyd (1959) (fig. 20) établi à partir de ces données montre la constance remarquable du nombre des sites "A" (sites vacants) occupés par les alcalins. Fabriès (1963) avait noté que ce nombre augmentait avec l'intensité du métamorphisme ; ceci s'accorde bien avec une intensité uniforme du métamorphisme dans les formations amphiboliques analysées. Par contre, le nombre des ions ($Al + Fe^{3+}$) dans les positions hexa-coordonnées est variable ; il ne présente aucune variation systématique et semble aléatoire (Engel et Engel, 1962). Dans ce cas il n'est donc pas possible de conclure avec Fabriès que ce nombre diminue avec l'intensité du métamorphisme ; ses variations nous semblent plutôt devoir être mises en relation avec les différences de composition chimique globale de la roche où cristallise l'amphibole.

Le rapport $m = mg/mg + fe^{2+}$ est remarquable lui aussi par sa constance ; il est classiquement considéré comme caractéristique de la composition globale de la roche qui varie effectivement peu dans notre cas. Dans la figure 21 il est joint au rapport $a = al/al + Fe^{3+} + ti$; le groupement des points représentatifs se dispose horizontalement de part et d'autre de la droite $m = a + 0,1$ qui sépare le domaine supérieur des hornblendes de type andalousite-sillimanite basse pression (A.S.), du domaine inférieur des hornblendes de type disthène-sillimanite, pression intermédiaire (D.S.) (Fabriès, 1966). Les points ont toutefois une certaine tendance à se placer plutôt dans le domaine D.S.

Echantillon n°	Tiam	Cum	Ced	Rt	Ed	Gl	Ts	Tr	Total
1 Mou. 0*	0,20	1,16	-	1,36	0,72	-	4,52	0,05	8,01
2 Mou. 1*	0,86	0,36	-	1,60	-	0,16	3,43	1,60	8,01
3 Mou. 2*	0,26	0,44	-	2,32	-	0,04	4,92	0,02	7,99
4 Mou. 3*	0,42	-	-	1,20	-	0,24 (*)	4,40	1,14	8,00
5 Mou. 4*	0,34	-	-	1,60	-	-	4,20	1,14	8,00
6 Mou. 5*	0,34	0,48	-	1,44	1,12	-	4,00	0,62	8,00
7 Mou. 6*	0,32	0,52	-	2,24	-	-	4,92	-	8,00
8 Mou. 7*	0,32	0,32	-	1,84	0,32	-	4,00	1,20	8,00
9 B. K51*	0,90	-	-	2,80	-	0,60	2,88	0,82	8,00
10 V5	1,46	1,00	-	1,92	-	0,32	2,32	0,99	8,01
11 B. F45*	0,24	1,28	-	2,40 (**)	-	0,80	2,88	0,40	8,00

Tableau 5 - Composition molaire des amphiboles corticales.

Explication des symboles, voir tableau 4.

(*) Le fait que le site X soit incomplet amène à le compléter avec Ca pour rendre le calcul possible, consécutivement Na passe en W, ce qui explique ce pourcentage de glaucophane plus probablement sous la forme édénite.

(**) B. F45* est une amphibole sodique, Rt est remplacée par Su (sundiusite) $Na/Na, Ca Fm_3 Al_2 Al_2 Si_6 O_{22} (OH)_2$.

Les compositions molaires ont été calculées par la même méthode (tableau 5). Elles ont été représentées schématiquement sur la figure 22 qui illustre la part prépondérante du terme tschermakite ($\approx 50\%$) le rôle important du terme richtérite, l'intervention de façon très constante d'un terme titano-amphibole, tandis que les termes trémolite et cummingtonite sont d'importance variable.

A titre indicatif, on peut envisager que cette composition molaire d'amphibole provient de roches à composition minéralogique de schiste vert selon la réaction schématique :



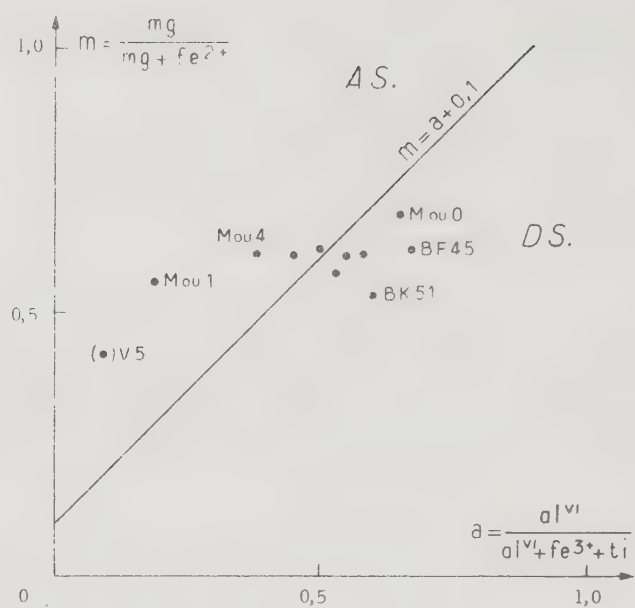


Figure 21 - Diagramme de Fabriès (1966) pour les amphiboles corticales. Constance du rapport m et distribution des points représentatifs de part et d'autre de la droite $m = a + 0,1$.

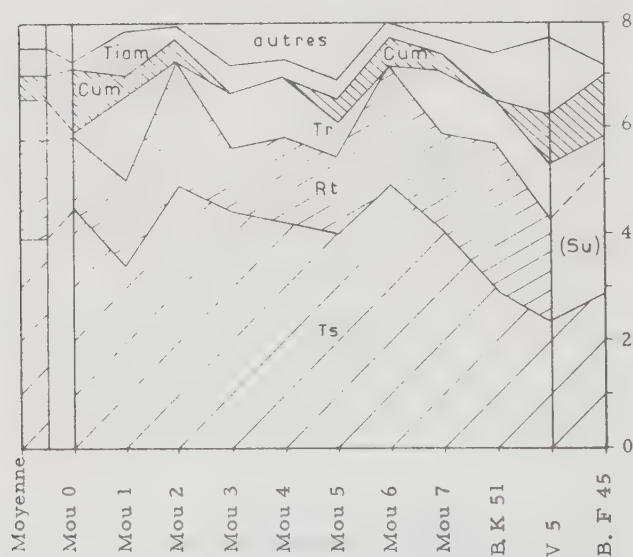


Figure 22 - Proportions relatives des principales substitutions isomorphiques des amphiboles calciques (d'après Fabriès, 1963).

Cette réaction s'accompagne d'une réduction du volume des solides qui peut être estimée à 5 %. L'augmentation de la pression favoriserait donc l'apparition de l'amphibole ; mais dans les cas les plus fréquents où $P_{H_2O} \neq P_{sol.}$, une variation du volume des solides n'est pas interprétable. Le quartz n'entre pas dans la réaction, ce qui semble être effectivement le cas dans les paragenèses d'amphibolites décrites plus haut où il possède généralement un habitus hérité. Par contre elle met en évidence l'apparition d'anorthite qui se traduit par le zonage inverse fréquent des plagioclases, et la disparition de l'épidote très rarement exprimée.

Il serait difficile par contre d'envisager la formation de cette amphibole à partir des minéraux ferromagnésiens des roches basiques ignées. Une réaction du type (Fabriès, 1963) :



ne correspond pas à ce qui a été observé.

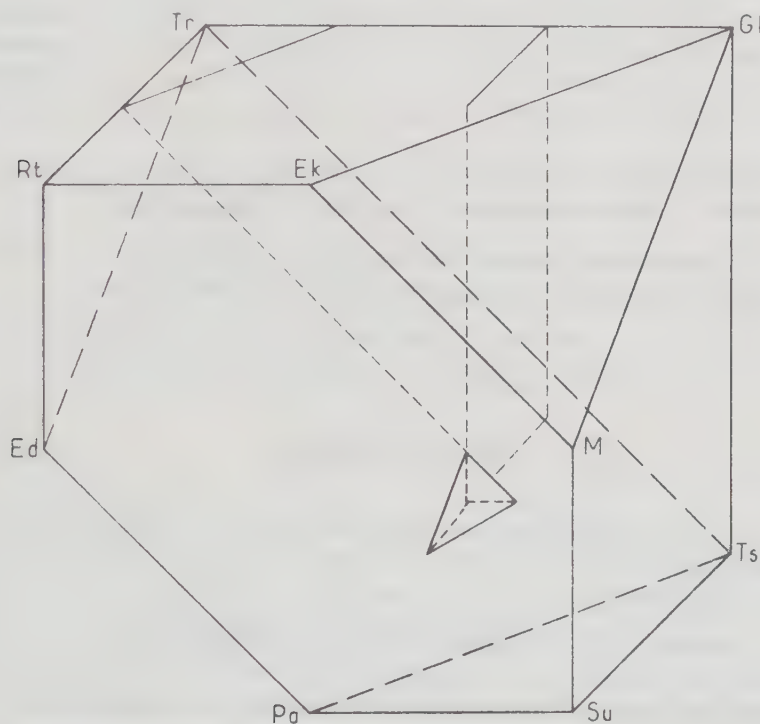


Figure 23 - Représentation dans l'espace d'une amphibole calcique ou sodique (Fabriès, 1966 a). Le tétraèdre représente la composition chimique moyenne d'une amphibole corticale.

II - TABLEAU DES PARAGENÈSES

Le tableau 6 résume l'essentiel des paragenèses décrites précédemment.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
X		X			X	(X)							quartzite
X	X	(X)			X	(X)	(X)			(X)			leptynite
X	(X)	X		(X)	X	X	X	(X)		(X)			micaschiste
X		?			X	X	X			(X)			"dalle noire"
X		X			X	X	X			(X)	X	(X)	micaschiste alumineux
X			X		X		(X)	X		X			amphibolite
X			X	(X)	X	X				X			cipolin
X		(X)	X	X				X	X	X			bordure cipolin

Tableau 6 - Récapitulation des paragenèses de la zone corticale.

X minéral toujours présent et souvent abondant.

(X) minéral parfois présent et généralement en faibles quantités.

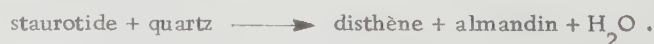
1 : quartz ; 2 : albite ; 3 : oligoclase ; 4 : andésine ; 5 : feldspath K ; 6 : biotite (chlorite) ; 7 : muscovite ; 8 : grenat ; 9 : hornblende ; 10 : pyroxène ; 11 : épidote ; 12 : staurotide ; 13 : disthène.

III - TYPE ET DEGRÉ

Que peut-on déduire des données précédentes quant à l'intensité et au type de métamorphisme subi par les roches de l'ensemble cortical ?

1 - L'ASSOCIATION (DISTHÈNE) - STAUROTIDE-GRENAT

De tous les minéraux cités, un seul donne des indications thermodynamiques précises et utilisables à l'état brut, à condition que l'équilibre soit atteint : le disthène. Malheureusement il n'a été reconnu qu'une seule fois avec certitude (*). D'autre part il apparaît associé à deux micas, de la staurotide et du grenat (fig. 10 et Pl. VI, fig. 3), mais l'association disthène-staurotide-grenat est une association métastable ; sauf dans le cas où le grenat possède un fort pourcentage de pyrope. Bien que le grenat de cet échantillon n'ait pas pu être séparé, son aspect ne diffère en aucune façon des grenats almandins des autres micaschistes (tableau 2) et l'on ne peut admettre a priori que sa composition chimique soit très différente. On pourrait penser que le disthène sans forme propre appartient à une première phase de cristallisation, sans doute voisine de la phase à staurotide-grenat puisque le disthène n'a pas complètement disparu et qu'il n'apparaît pas en relique blindée. En fait, à métamorphisme croissant on a la réaction :



(*) On verra toutefois par la suite que sa présence a été signalée dans le Valbonnais (Vialon, communication orale, 1963) et dans le massif de Belledonne (Tobi, 1959 ; Clavel, 1963).

Ce serait donc plutôt la staurotide qui serait métastable et les deux autres minéraux qui seraient stables. Staurotide et grenat apparaissent pourtant parfaitement synchrones et la staurotide n'est pas en relique blindée (cf. E, Etude tectonique). Il semble donc que localement il faille envisager que les conditions étaient réunies pour que subsistent les trois minéraux (*).

Quoi qu'il en soit, l'occurrence du disthène amène obligatoirement à penser que la roche a été soumise à un moment de son histoire, à des conditions de température mésozonales et à des conditions de "pression intermédiaire" (Weisbrod, 1970).

La signification thermodynamique précise de la staurotide est relativement mal connue. Le domaine de température où la staurotide ferrifère est stable en présence de quartz a été expérimentée (Richardson, 1968), il est relativement réduit (515 à 700°C pour $P_T = P_f$) ; ce fait était déjà suggéré depuis longtemps par la faible extension sur le terrain de la "zone à staurotide" de nombreux auteurs. Par contre le domaine de pression où elle est stable doit être très étendu (occurrence de la staurotide dans tous les types de métamorphisme, y compris le métamorphisme de contact de certains granites ; Rosenbusch, 1877). Richardson (1968) indique que l'association staurotide-quartz-cordiérite-fluide nécessite une pression fluide supérieure à 5 Kbar, et surtout que "l'absence de cordiérite dans les roches dont la composition et la température de formation sont appropriées exige des pressions totales supérieures à 3,5 Kbar".

Weisbrod (1970) a fait une étude théorique très poussée des conditions thermodynamiques d'apparition de la staurotide et du grenat. Ses conclusions se résument en quelques points :

- une augmentation du gradient de pression élargit le domaine chimique de stabilité de la staurotide ;
- la composition chimique et surtout le rapport Fe/Mg de la roche joue un rôle important dans l'apparition de la staurotide ;
- la teneur en manganèse de la roche parce qu'elle favorise l'apparition et la stabilité du grenat, inhibe au contraire la staurotide ;
- la pression partielle d'oxygène joue un rôle très important dans l'apparition de la staurotide, minéral riche en fer (Ganguly, 1969).

En fait dans notre cas, la staurotide est toujours liée au grenat (que nous supposons riche en almandin comme dans les autres micaschistes), l'inverse n'étant pas vrai. L'antagonisme des conditions thermodynamiques d'apparition de ces deux minéraux amène à faire les remarques suivantes :

- bien que "ce soient de mauvais indicateurs zonéographiques", la probabilité d'occurrence de l'association staurotide-grenat est statistiquement plus grande dans les types de métamorphisme à pression élevée (Weisbrod, 1970) ;
- l'occurrence de l'association staurotide-grenat dans une bande d'affleurement qui prend le massif du Chaillol en écharpe mais reste toujours sensiblement dans le même niveau stratigraphique fait penser que des conditions de chimisme des roches hôtes sont en partie la cause de l'apparition de ces minéraux (toutes choses étant égales par ailleurs) ;
- le fait que le grenat almandin apparaisse toujours seul dans les dalles-noires pourtant très proches de ce niveau, indique probablement que toutes choses étant égales par ailleurs, et notamment la teneur en alumine et le rapport Fe/Mg de la roche, une faible pression partielle d'oxygène (présence de carbone réducteur) diminue le champ de stabilité de la staurotide (Ganguly, 1969).

(*) On pourrait aussi envisager une rétro-morphose ou un second métamorphisme B.P. Pour certaines compositions il n'est pas impossible que disthène + almandin soit stable à haute pression et staurotide à B.P. (Weisbrod, communication personnelle). Cette explication se heurte également au caractère synchrone du grenat et de la staurotide.

2 - LES INDICATIONS DES AUTRES PARAGÉNÈSES

1/ Les minéraux absents

Il est étonnant que dans l'ensemble des massifs du Vieux et du Petit Chaillol n'aient jamais été rencontrées ni l'andalousite ni la cordiérite.

Les roches de la zone corticale ont dans l'ensemble une faible teneur en alumine (aucune n'atteint 19 % d' Al_2O_3 et le micaschiste à staurotide analysé en possède 17,7 %). Ceci n'empêche pas le disthène d'apparaître, et l'on sait que les conditions chimiques d'apparition de l'andalousite sont strictement les mêmes que pour le disthène.

Par contre beaucoup des roches analysées ont des compositions tout à fait semblables à des roches d'autres régions qui comportent elles de la cordiérite. On peut citer par exemple B.C63*, B.E53*, B.F45*, O.K215*, O.L8A* qui ressemblent tout à fait chimiquement parlant aux micaschistes à deux micas et cordiérite de la Beaume (Weisbrod, 1970, T. IV, p. VIII), comme l'indique le tableau 7.

Echantillon n°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
B.E53*	64,80	15,20	5,97	2,83	2,05	1,91	3,03
9641	67,00	14,70	5,42	2,71	0,87	2,80	3,29
O.L8A*	64,30	17,10	6,26	2,28	0,75	2,03	3,64
9650	67,50	15,05	6,82	1,98	0,48	1,11	3,33

Tableau 7 - Comparaison du chimisme de deux micaschistes de la Beaume (Cévennes médianes, Weisbrod, 1970, T. IV, p. VIII) avec deux micaschistes de la zone corticale.

Or on sait que plus la pression est forte, plus le domaine de la cordiérite se rétrécit. L'occurrence de grenat et non de cordiérite est une bonne raison de penser que la pression était relativement élevée, en tout cas supérieure à 3,5 Kbar dans les micaschistes à grenat-staurotide (Richardson, 1968).

Inversement enfin, on note l'absence de glaucophane dans les amphibolites comme B.K51* ou MOU4* comparables chimiquement aux glaucophanites de l'île de Groix (Cogné, 1960, analyse n° 31 et 32).

2/ Les minéraux présents

Rappelons les caractéristiques de quelques minéraux à composition variable présentés précédemment :

- les plagioclases ont une teneur en anorthite qui croît avec la charge en chaux de la roche. Ce phénomène, si tant est que les feldspaths ne sont pas hérités mais ont bien recristallisé au cours du métamorphisme, est généralement décrit dans des métamorphismes de degré minimum schiste vert inférieur (type Barrow ou I.P.) ou amphibolite supérieur (type Abukuma ou B.P.) (Winkler, 1967) ;
- les grenats sont très pauvres en Mn. L'étude de leur association avec la biotite suggère, par comparaison, leur cristallisation dans un faciès de métamorphisme de type épidote-amphibolite ou zone à staurotide, c'est-à-dire de nouveau proche de la partie supérieure du faciès amphibolite ;

- les amphiboles, par leur richesse en tschermakite, par la répartition de Al-Fe^{3+} en Y et de Mg-Fe^{2+} en X suggèrent une cristallisation dans le début de l'amphibolite faciès sous une pression relativement élevée, à la limite des domaines B.P. et I.P. ;

- enfin, l'association hornblende-diopside-microcline, bien que n'ayant été observée qu'une fois, est souvent décrite comme une association typique de l'amphibolite faciès de type Barrow (I.P.) mais suppose un chimisme assez particulier de la roche hôte (Winkler, 1966).

3 - CONCLUSION

Tout ce qui précède peut sembler à la fois ténu et lourd. Ceci n'est que le résultat de l'imperfection des observations et de la complexité du problème. Mais je crois pouvoir résumer l'état de la question sans forcer les faits et sans travestir leurs poids respectif en retraçant l'évolution de ma recherche.

Dans cette région considérée classiquement comme ayant subi un métamorphisme hercynien de faible température, et de pression probablement basse, ma première surprise fut d'observer au microscope du disthène et accessoirement de la staurotide. C'est à partir de ces indices d'un métamorphisme plus fort et de type différent de celui dont on parlait que j'ai voulu recueillir d'autres témoignages pour corroborer ou infirmer ces premières impressions.

Dans l'état actuel des connaissances expérimentales et sauf découvertes d'autres minéraux dans les roches que j'étudiais, j'étais dès l'abord certain de ne pouvoir formuler aucune preuve décisive.

Le faisceau d'indices tant à valeur négative qu'à valeur positive, que j'ai longuement présenté dans les pages précédentes, m'a semblé cependant suffisant pour envisager sans déraison qu'un métamorphisme a fait subir à l'ensemble des formations corticales occidentales du massif du Haut-Dauphiné, des conditions de température et de pression beaucoup plus élevées qu'on ne le pensait jusqu'ici. Il est hautement probable, puisque rien ne s'y oppose et que tous les arguments convergent, que la zone corticale a été soumise à des conditions métamorphiques mésozonales selon un type voisin de celui de Barrow encore dénommé de "pression intermédiaire" (I.P.) : c'est le niveau B. 1-1 voire B. 1-2 de Winkler (1967).

Une chose reste à souligner : l'uniformité de ce métamorphisme dans toute la zone considérée. Nulle part je n'ai pu mettre en évidence de différence significative dans les paragenèses de roches chimiquement semblables, ou de variations dans la composition chimique des minéraux de roches minéralogiquement analogues. Malgré une dénivelée d'environ 2500 m et une extension de 15 km sur 8 km, le niveau atteint par le métamorphisme semble partout grossièrement le même. Ceci aussi, après tout, constitue un argument pour envisager un gradient de température assez faible, un gradient de pression relativement élevé.

Enfin, lors de la description pétrographique détaillée, j'ai à plusieurs reprises souligné l'importance des cristallisations secondaires : altérations, minéraux transformés, filonnets sécants... ; lors de la description minéralogique, cette observation a été de nouveau mise en évidence par les compositions anormales de certains minéraux. L'ensemble de ces phénomènes qui se sont produits dans une période postérieure au métamorphisme maximal appartient au domaine de la rétro-morphose et sera étudié en bloc puisqu'il touche à la fois la zone corticale, le noyau et les massifs granitiques. Cette rétro-morphose est d'ailleurs un phénomène d'extension très générale dans les massifs cristallins externes des Alpes.

IV - LE MÉTAMORPHISME DES RÉGIONS SEMBLABLES VOISINES (HAUT-DAUPHINÉ ET BELLEDONNE)

D'assez nombreux essais de corrélations des massifs cristallins externes alpins ont été proposés. On pourra se reporter notamment à Le Fort et Ehrström (1969, tableau 1).

1 - VALBONNAIS-TAILLEFER

Situées au Nord du massif de Chaillol, ce sont les régions corticales les plus proches de celui-ci. Les deux auteurs qui y ont travaillé : Gibergy et Carme, ont encore peu publié leurs résultats, et n'ont jamais directement traité du métamorphisme.

Dans le Valbonnais-Valjouffrey, Gibergy (Gibergy et al., 1970) a mentionné un métamorphisme "schistes verts de bas degré" malgré l'occurrence qu'il signale et que j'ai pu observer moi-même dans une rapide reconnaissance en voiture, de biotites bien représentées, de taille appréciable, et de grenats qui font leur apparition (par opposition au massif du Combeynot). En fait, les formations du Valbonnais-Valjouffrey (encore appelées "série de Gragnolet") sont tout à fait analogues à celles du Chaillol, avec peut-être un degré légèrement moindre de métamorphisme qui y a laissé subsister des moules fossilifères dans certains niveaux micaschisteux de grauwaques (Gibergy, 1968).

D'ailleurs, Vialon a eu l'amabilité de me confier un échantillon de micaschiste récolté en 1963 lors d'un stage des étudiants de la Faculté de Grenoble, échantillon qui montre une baguette de disthène bleuté tordu de 6 à 7 cm de long (échantillon n° 108). L'existence de ce disthène en rive droite de la Bonne à quelques kilomètres de l'échantillon que j'ai moi-même récolté en Valgaudemar me semble très importante.

Dans le Taillefer, Carme s'il écrit dans la conclusion de sa deuxième note (1965 b) que le Taillefer est une zone relativement épargnée par le métamorphisme et l'orogénèse, signale (1965 a) que l'ensemble volcanique, analogue aux formations amphiboliques du Chaillol, a probablement recristallisé "dans le faciès amphibolite-almandin". C'est bien là souligner à juste titre l'apparente fraîcheur de formations métamorphiques où au premier coup d'oeil on pense se trouver en présence de formations sédimentaires probablement fossilifères tandis qu'un examen plus approfondi révèle dès le terrain l'importance des recristallisations, aussi fines soient-elles.

2 - L'EST DU HAUT-DAUPHINÉ

Le manque de minéraux caractéristiques fait planer un certain flou quant aux caractéristiques exactes du métamorphisme. Les auteurs récents s'entendent toutefois pour en remarquer la faiblesse - voire "l'extrême faiblesse" (Lacombe, 1970, p. 79).

Ce dernier auteur décrit dans le Combeynot les effets de ce métamorphisme sur un ensemble de rhyolites, porphyroïdes arkosiques, gneiss et grauwaques qui se résume principalement en : une recristallisation du quartz ; l'apparition d'une fine trame de biotite ; le développement de muscovite aux dépens des feldspaths potassiques ; la cristallisation d'albite notamment dans les fractures ; la cristallisation probable de feldspath potassique aux dépens de la biotite primaire dans certains grauwaques ; la naissance de tourmaline.

Ce métamorphisme a été suivi d'une phase de rétro-morphose caractérisée principalement par la chloritisation des biotites, la séricitisation (parfois la saussuritisation) des plagioclases. La cristallisation d'albite dans les fractures lui est aussi probablement attribuable.

Notons que dans de pareils cas, où la plupart des minéraux semblent hérités d'anciennes roches volcaniques, l'attribution de certaines cristallisations ou recristallisations au métamorphisme est délicate. Quoi qu'il en soit Lacombe attribue ces effets à un métamorphisme épizonal de faciès schiste-vert puis hésite entre un métamorphisme de pression intermédiaire (B. 1-2 de Winkler) et un métamorphisme de pression faible (A. 1-1). Il penche finalement pour un métamorphisme de type Abukuma par suite de l'absence du chloritoïde ; mais on sait quelles conditions très particulières nécessite l'apparition de ce minéral (Weisbrod, 1970, T. II).

Plus au Sud, selon une bande allant du Mont-Pelvoux à la Pointe de Chabournéou, Pêcher (1970, p. 104-106) décrit un métamorphisme hercynien dans les "faciès de la Selle" avec apparition de la paragenèse : albite-

chlorite-épidote-microcline-muscovite-quartz, et conclut à l'existence d'un "métamorphisme de type Barrow très faible, ou peut-être même nul dans certains endroits" (*).

Sans mettre en doute l'ensemble de ces résultats, il faut souligner à nouveau la fragilité des conclusions que l'on peut tirer en l'état actuel de nos connaissances, de l'observation de paragenèses aussi communes et peu caractéristiques, et ceci d'autant plus qu'elles sont apparues au milieu d'anciennes paragenèses héritées qu'elles ont pour ainsi dire mimées et qu'elles ont été reprises par une ou plusieurs phases de rétomorphose postérieure. Les idées différentes que ces deux auteurs ont concernant la pression faible ou forte qui a pu régner ne sont toutefois pas obligatoirement contradictoires, et je n'en veux pour preuve que les variations de ce même métamorphisme de part et d'autre du Haut-Dauphiné.

3 - BELLEDONNE

1/ Travaux de C. Bordet sur l'ensemble du massif

Relevons d'abord les propositions simples, mais peu précises, de C. Bordet dans sa thèse (1961). Il s'exprime dans les termes de la zonéographie de Jung et Roques et ne considère pas les alternatives d'un métamorphisme à pression basse, moyenne ou élevée : la série satinée présente "les caractères métamorphiques des zones des micaschistes supérieurs et inférieurs" ; la série verte a probablement subi un métamorphisme de degré analogue mais qu'il est difficile d'apprécier dans les cadres de la classification de Jung et Roques à cause de sa composition minéralogique basique. En tout cas on n'y trouve "nulle part" de série présentant un métamorphisme profond". Enfin, ce métamorphisme a été suivi pour C. Bordet d'une migmatisation liée à la granitisation hercynienne.

Voici quelques-unes des nombreuses paragenèses décrites par C. Bordet :

- amphibolite : hornblende verte, plagioclase (An ?),
- schiste amphibolique à grenat : hornblende verte, plagioclase (An 25 ?), biotite, grenat,
- prasinite : albite (An 2-7), actinote, chlorite, épidote-clinozoïsite,
- prasinite : albite (An 0-5), hornblende verte,
- micaschiste : quartz, chlorite, muscovite,
- micaschiste : albite (An 0-5), quartz, séricite, biotite verdie, chlorite,
- cipolin : calcite, actinote, chlorite, mica blanc, albite,
- "schistes carburés" : quartz, séricite, grenat, tourmaline,
- série satinée : quartz, séricite, chlorite, muscovite, albite (An 0-10), calcite,
- série satinée : quartz, oligoclase (An 27), muscovite, biotite chloritisée.

Une fois de plus, les paragenèses décrites ne sont pas significatives. Tout au plus peut-on s'étonner que sur une pareille étendue C. Bordet n'ait jamais rencontré aucun silicate de métamorphisme ; mais il faut aussitôt bien se rendre compte de l'état d'altération de la plupart des roches observées : la rétomorphose sur laquelle insistent tous les auteurs ayant travaillé sur les massifs cristallins externes laisse peu de chances à ces minéraux de subsister sans être transformés en amas de phyllites.

2/ Travaux de Tobi

Dans son étude sur la région du Merdaret - Lac Crop, Tobi (1959) signale aux environs du Lac Crop et du col de la Mine de Fer, quatre occurrences de micaschistes à staurotite et disthène. Ces silicates de métamor-

(*) C'est par erreur que Pêcher (1970, p. 106) m'attribue ensuite la paternité d'un métamorphisme faible, de faciès schiste vert dans le massif du Chaillol et le Valgaudemar.

phisme apparaissent dans des roches qui présentent la paragenèse suivante : quartz, plagioclase (An 35), biotite, grenat, staurotide, disthène, apatite, rutile, zircon, tourmaline (biotite et grenat sont partiellement chloritisés).

L'échantillon B. 673b est particulièrement bien décrit (fig. 24) : "schiste vert, légèrement folié par la présence de fines bandes de quartz. Paillettes de biotite vert-noir. Grenats roses millimétriques deci delà. Des bandes à grain fin, vert-sombre et patine terre représentent des zones mylonitiques.

Au microscope, la majorité de la roche est composée de plagioclase et de biotite (0,1 à 0,9 mm) vert-olive à texture granoblastique... Le plagioclase a une composition d'environ 35 % An et peut montrer un zonage inverse... (*) "La staurotide et le disthène sont présents de façon relativement éparse...". Ils sont souvent altérés en séricite, à partir de leurs bordures dans des proportions importantes.

Tant par leur description pétrographique (fig. 24) et chimique que par leur gisement proche de la formation d'amphibolites du Ferrouillet, ces échantillons ressemblent aux nôtres ; leur similitude m'a véritablement frappé dès la première lecture des descriptions de Tobî.

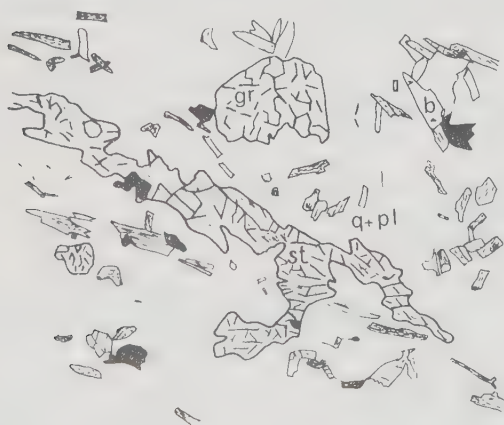


Figure 24 - Staurotide dans un micaschiste à grenat (LN x 24). Dessin d'après une microphotographie de A.C. Tobî.

3/ Travaux de Clavel

Dans le Sud de Belledonne, en rive droite des gorges de la Romanche, Clavel (1963) décrit des formations qu'il rattache aux séries brune, verte et satinée de P. Bordet, qui auraient été affectées par un métamorphisme d'intensité comprise entre la base des micaschistes inférieurs et le sommet des gneiss supérieurs de la classification de Jung et Roques (1952), c'est-à-dire qui oscille entre le faciès amphibolite et le faciès amphibolite-épidote des auteurs scandinaves.

Voici quelques-unes des paragenèses qu'il rapporte :

- disthène-andalousite-staurotide (au sommet de la série brune), le disthène et l'andalousite se présentent probablement simultanément dans la même lame,

(*) La fréquence des macles péricline, albite et albite-péricline a été dénombrée, respectivement : 104, 18, 8.

- quartz-plagioclase-biotite-muscovite-grenat-reliques d'andalousite-tourmaline,
 - quartz-plagioclase-chlorite-amphibole,
 - quartz-albite-biotite-disthène-grenat (qui se transforme en quartz-albite-chlorite-muscovite-tourmaline).
- Cette paragenèse apparaît en dessus du contact net des amphibolites et des mica-schistes par l'intermédiaire de trois bancs de cipolin de quelques centimètres,
- quartz-feldspath-biotite-hornblende verte (amphibolite),
 - micaschiste à quartz-biotite-grenat-andalousite-plagioclase-muscovite,
 - enfin Clavel signale des lentilles de quartz à disthène et muscovite dans ses clivages, staurotide automorphe, ces deux silicates de métamorphisme ceinturés de produits micacés, tandis que l'andalousite apparaît en reliques dans des plages de pinite (1).

L'andalousite en fait n'a jamais été déterminée avec certitude ; mais notons que parmi ces paragenèses où le disthène est fréquent, l'occurrence d'andalousite - si toutefois elle était en équilibre avec le disthène - ne ferait qu'indiquer des conditions de pression intermédiaires entre le type B.P. et le type I.P. lors de la phase la plus forte du métamorphisme. C'est là un sentiment qui nous avait déjà été plus ou moins suggéré lors de l'étude minéralogique des formations du Chaillol, et notamment lors de l'étude des amphiboles. Cependant, l'association stable disthène-andalousite est réputée très rare. Dans les cas où ces deux minéraux sont présents, ils sont généralement le signe d'un polymétamorphisme subi par la roche.

4/ Travaux d'autres auteurs

Sans vouloir les citer de façon exhaustive, il me semble important de citer encore, à l'extrême Nord du massif de Belledonne les études de Laurent (1967) sur les formations de Saint-Gervais - Aiguillettes et de Prarion - Pormenaz. A partir de paragenèses banales, sans avoir observé aucun silicate de métamorphisme, Laurent avance que ces deux formations admettent un gradient de température élevé de l'ordre de 50°/km. Les formations de Saint-Gervais et des Aiguillettes appartiendraient au faciès amphibolite-almandin, sous faciès staurotide-almandin de Turner et Verhoogen (1960). Les formations de Prarion-Pormenaz seraient à cheval sur l'épizone et la mésozone. Voici successivement les paragenèses principales de ces deux formations :

- | | | |
|---|---|---|
| 1 | { | - quartz-plagioclase (oligoclase-andésine)-biotite-muscovite-grenat- almandin,
- quartz-microcline-biotite-muscovite,
- hornblende verte -plagioclase-quartz-biotite. |
| 2 | { | - quartz-séricite-chlorite,
- quartz-albite-mica blanc-chlorite,
- quartz-albite-mica blanc-chlorite-microcline. |

Enfin, Dondey (1960) distingue le métamorphisme mésozonal du Rameau interne (Groupe des Sept-Laux, Groupe de Saint-Colomban) du métamorphisme épizonal du Rameau externe.

4 - CONCLUSIONS

De tout ce qui précède il faut retenir :

- la fréquence relative de l'apparition du disthène,
- le fait que presque tous les auteurs, malgré des assemblages minéralogiques peu convaincants aient eu le sentiment d'un métamorphisme relativement important (à l'exception du Rameau externe de Belledonne),
- le fait qu'aucune paragenèse citée n'ait contredit notre manière de voir dans le Chaillol, et ceci, malgré l'extension des observations sur plusieurs centaines de kilomètres.

L'aspect essentiellement négatif de ces remarques ne doit pas masquer l'unité qui ressort de tout ceci. A travers l'uniformité des observations faites dans les zones corticales, apparaissent les caractères généraux d'un métamorphisme qui reste en grande partie à préciser.

E – ÉTUDE TECTONIQUE

Le massif cortical du Chaillol présente la disposition d'une grande dalle formant un synclinal très large de direction générale NW-SE. Vers le Nord-Est, l'ensemble des formations qui le compose plonge brutalement et se renverse même (Valgaudemar, Fontfroide) (fig. 8).

C'est une architecture mégascopique simple, compliquée dans le détail par d'innombrables accidents post-hercyniens, et découpée par un réseau filonien basique très dense.

I – STRUCTURES MÉSCOPÉQUES : LE STYLE TECTONIQUE

Le caractère tectonique fondamental des roches de la zone corticale réside dans la linéation L_1 qui affecte constamment ces roches. Cette linéation est déterminée par l'orientation des axes de plis et microplis dessinés par la stratification S_1 , l'intersection des plans de schistosités S_1 , plans axiaux des plis, avec S_1 , et l'orientation des minéraux syngénétiques (biotite et amphiboles notamment). Le régime des plis est isoclinal ; leur amplitude varie du centimètre au décimètre. La linéation L_1 est pénétrative. Les microplis, les plis et la linéation sont coaxiaux ; il s'agit d'un seul ensemble de déformations.

Du Nord au Sud du massif, la direction de la linéation tourne : orientée N 170-25 N dans les amphibolites qui dominent l'Esparcelet, elle est N 110 et sensiblement horizontale dans les conglomérats du versant sud du Chaillol. Or, dans cette région, la linéation L_1 est reprise par des knickens tardifs d'axes verticaux, se coupant en croix, qui semblent indiquer un coussage avec déplacement relatif des parties occidentales vers le Nord. Ce mouvement différentiel représente une réaction de bourrage de la partie interne : il est en grand assimilable à un bombement d'axe vertical, de type concentrique. L'âge de ce grand mouvement de torsion est probablement anténummulitique (arvinche), il peut être mis en relation avec l'acquisition par les terrains sédimentaires triasico-liasiques d'une schistosité secondaire qui ne se poursuit pas dans le Nummulitique (Vialon, 1968 et troisième partie de ce travail).

Dans la région orientale, à l'approche de la vallée de Prentiq ou du granite de Colle-Blanche, on voit se développer de petits plis en échelon, accompagnés d'une schistosité de fracture S_2 fruste, tandis que disparaissent peu à peu les traces des plis de la première phase. Cette deuxième phase s'accompagne en effet sur le terrain d'une transposition de la foliation et d'un développement de la muscovite (gneiss à deux micas). De direction sensiblement parallèle à la première, cette deuxième phase semble également épouser la direction de l'allongement du massif de granite de Colle-Blanche.

II – CRISTALLOBLASTÈSE ET DÉFORMATION

Trois groupes de minéraux de la zone corticale sont particulièrement intéressants lors de l'étude au microscope des relations entre les déformations et la cristalloblastèse, selon les critères utilisés par Zwart (1962) : les micas, biotite et muscovite ; les silicates et subsilicates alumineux : grenat, staurotide, disthène ; les amphiboles : hornblende verte et actinote.

La biotite se dispose préférentiellement selon la schistosité de flux S_1 . Le stéréogramme de la figure 25 montre que la dispersion des plans de clivage est assez grande ; elle est toutefois plus réduite pour les métablastes.



Figure 25 - Pôles des plans de clivage (001) des biotites d'une dalle-noire à microplissement faible. (B.J615, Palluel, sous le col de la Table, 1820 m). ● Métablastes ; ● Cristaux plus petits.

Dans les dalles-noires, la stratification originelle est particulièrement bien marquée par les petits niveaux carbonés très finement microplissotés. Ils subsistent à l'intérieur des biotites, mais les microplissotements s'y amortissent (Pl. XII, fig. 1), ce qui est caractéristique d'une croissance syncinématique, contemporaine de l'acquisition de S_1 . Dans les charnières de microplis, la biotite se dispose de façon globale en arc polygonal selon le pli (caractère postcinématique), mais dans le détail, de très nombreux individus soulignent le plan axial S_1 de la charnière (caractère syncinématique) (Pl. XII, fig. 2) ; tous les intermédiaires existent entre ces deux dispositions, ce qui s'interprète comme une croissance continue qui s'est poursuivie après la fin des mouvements.

La muscovite au contraire se moule toujours sur la charnière des plis qu'elle épouse de façon souple. Elle est postérieure à l'acquisition de la schistosité S_1 .

Ces deux minéraux sont à nouveau impliqués dans la naissance de la schistosité de fracture S_2 ("strain-slip clivage"). Dans certains cas, la muscovite et surtout la biotite semblent en effet se disposer selon S_2 , tandis que dans d'autres cas, elles sont déformées par cette schistosité (Pl. XII, fig. 3 et 4). L'intensité de la chloritisation des biotites dans une même lame mince semble souvent fonction de la torsion, de type knicken, des cristaux (notamment B.K72), torsion elle-même liée à l'apparition de la schistosité S_2 . Quant à la muscovite,

ses petits cristaux arrangés en arcs polygonaux ployés dans la phase 1, semblent laisser la place à des paquets flexueux liés à la schistosité S_2 .

Ainsi est-il possible d'envisager deux phases distinctes de déformation accompagnées de deux phases de croissance des micas (Carne, 1970 a, dans les micaschistes et paragneiss du "synforme" d'Allemont).

2 - GRENAT - STAUROTIDE

Ces deux minéraux apparaissent sous forme de porphyroblastes à habitus automorphe ou subautomorphe (il en est de même pour le disthène lorsqu'il existe). Leurs relations avec les phases de déformation sont analogues. Toutefois, il ne peut être question ici des minuscules grenats qui parsèment parfois le fond de la roche et dont les grains, bien qu'automorphes, ne dépassent pas 0,05 mm.

Dans beaucoup de cas, ces minéraux, parfaitement automorphes, ne montrent pas d'inclusion et ne possèdent pas de schistosité interne S_i dont on puisse étudier les relations avec $S_e = S_1$. Cependant, la déformation de celle-ci sur leur pourtour exclut qu'ils soient postcinématiques.

Dans d'autres cas (fig. 10 et 11), ces minéraux englobent de petites inclusions (essentiellement de quartz) dont la disposition sigmoïdale indique un développement synchrone de la déformation. L'angle de rotation par rapport à S_1 ne dépasse jamais 90° (grenats), il est plus généralement d'une trentaine de degrés.

Enfin, lorsque la schistosité S_2 apparaît, le grenat et la staurotide sont plus altérés ; ce dernier s'enveloppe souvent sur une partie de son pourtour d'une ceinture de muscovite.

Grenat et staurotide sont donc des minéraux dont la cristallisation a débuté au cours de la phase 1 et qui s'est terminée après celle-ci.

3 - AMPHIBOLES

Ces minéraux orientent leur axe c d'allongement parallèlement à celui du pli. Mais par rapport à celui-ci, elles peuvent soit être plan axial comme les biotites qui l'accompagnent (c'est généralement le cas des grands cristaux, Pl. XIII, fig. 3), soit dessiner des arcs polygonaux (cas des petits cristaux de la planche XIII, fig. 4).

Leur cristallisation a donc débuté lors de la phase 1 mais s'est poursuivie ensuite, avec une vitesse de germination décroissante.

4 - EN RÉSUMÉ

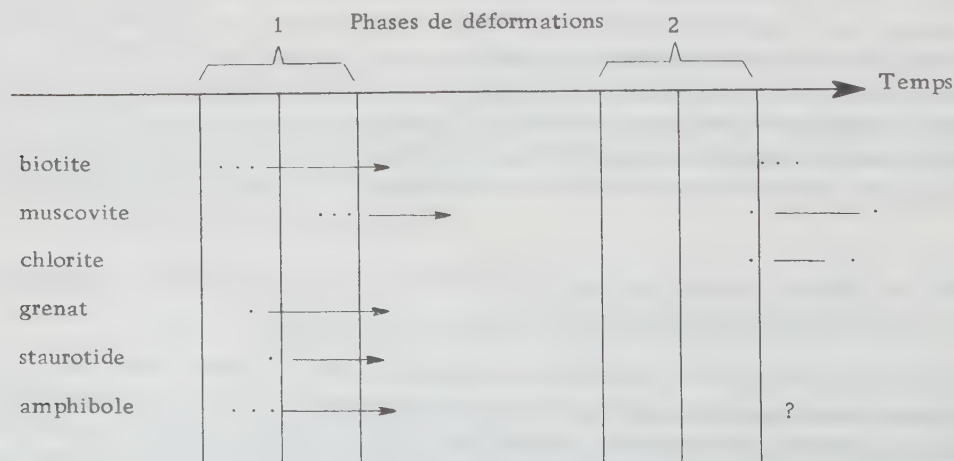


Tableau 8 - Croissance des minéraux et déformations.

III — MÉTAMORPHISME ET TECTONIQUE

1 - EXISTENCE DE DEUX PHASES

On peut donc distinguer deux phases de déformations qui s'accompagnent de deux phases de cristallisation :

- une phase majeure isoclinale d'où résulte la schistosité de flux S_1 et pendant laquelle cristallise l'assemblage biotite-grenat-staurotide-disthène-amphibole-muscovite ;
- une phase postérieure, de niveau moins profond, se traduisant par la naissance de plis en échelons et par la cristallisation ou la recristallisation de la biotite (biotite verte ?, chlorite ?) et de muscovite. Ce serait une phase de rétro-morphose dans des conditions de température inférieures et de P_{H_2O} supérieures à celle de la première phase. On sait de plus que ce type de plis "est réputé être associé à des 2^e décrochements" (Carne, 1970 d).

Il est alors intéressant de noter que dans les gneiss à deux micas qui ceignent le granite de Colle-Blanche, la muscovite prend un grand développement et qu'elle y renferme manifestement la biotite. Celle-ci n'est jamais saine et ne retrouve jamais les teintes qu'elle possédait dans les micaschistes : c'est soit une biotite verdâtre, soit plus souvent une chlorite (bleu profond entre nicols croisés) provenant probablement de l'altération d'une biotite. Quand biotite et muscovite sont interfoliées ou enchevêtrées (Pl. XIII, fig. 2), elles sont souvent tordues, mais avec la même intensité, et dans les microplis elles dessinent des arcs polygonaux ployés qui indiquent leur cristallisation tardive. Par ailleurs, j'ai déjà noté la liaison apparente entre les pegmatites à muscovite et la muscovitisation des gneiss.

Tout ceci amène à avancer que la deuxième phase de déformation est liée à la mise en place du granite de Colle-Blanche, dans une zone de faiblesse, mais que l'intensité des cristallisations qui l'accompagne, forte à proximité du granite, se réduit peu à peu lorsque l'on s'en éloigne. La phase majeure des déformations et des cristallisations serait donc antérieure à la mise en place du granite dont on sait qu'une muscovite de pegmatite a été datée par la méthode K/Ar à 328 MA.

2 - UN OU DEUX CYCLES OROGÉNIQUES ?

La cristallisation des minéraux du métamorphisme régional du Chaillol s'est amorcée dès le début de la phase 1. Tous ses caractères étaient acquis avant le développement de la phase 2. Celle-ci, s'accompagne d'une nouvelle paragenèse essentiellement rétro-morphique, d'ailleurs peu sensible dans la majeure partie du Chaillol. Est-il pour ce faire nécessaire d'envisager deux cycles orogéniques ? Il y a de nombreux exemples, dans des orogènes variés, où le métamorphisme principal a été suivi d'une phase rétro-morphique à température décroissante. Deux solutions peuvent être envisagées :

- la phase 1 est la trace d'un orogène ancien, la phase 2 correspond seule à l'orogène hercynien. Cette première hypothèse implique que les formations corticales sont elles-mêmes anciennes, antécédonniennes ou plus probablement antécambriennes (c'est le schéma adopté par Carne, 1970) ;
- un seul cycle orogénique a présidé au métamorphisme des roches de l'ensemble cortical. "Au cours d'une même phase orogénique, cristallisations et déformations s'opèrent généralement, en même temps ou en alternance, en plusieurs épisodes successifs, d'intensité et de nature variables : cela empêche de considérer les séries cristallophylliennes qui en résultent comme strictement monométamorphiques, même si elles n'ont subi que cette seule phase orogénique" (Collomb, 1969). "Ces roches ne sont pas, par conséquent, polymétamorphiques dans le sens large que l'on attribue à ce terme" (Bard, 1969).

Cet auteur aboutit en effet à des conclusions de ce type dans l'étude du domaine beaucoup plus vaste des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale. Deux phases de plissement et de cristallisation, analogues aux nôtres, y sont comprises entre le Faménien et le Westphalien supérieur ou le Stéphanien inférieur.

3 - AGE DE CES PHÉNOMÈNES

C'est une question épineuse dont nous ne possédons pas pour le moment la solution définitive.

Rappelons d'abord que si C. Bordet a soupçonné des traces de plantes, seul à ce jour, Gibergy (1968) a découvert des empreintes d'organismes. Ceux-ci sont malheureusement difficiles à identifier, et c'est avec beaucoup de réserves que son auteur propose d'y voir des formes attribuables au Viséen.

En l'absence de fossiles sûrs, on peut tenter une comparaison avec d'autres régions voisines et datées. P. Termier (1900) avait ainsi remarqué la ressemblance des "dalles-noires" avec le Silurien des Pyrénées. L'étude chimique des formations corticales et leur comparaison avec des complexes volcano-détritiques des Vosges et du Massif Central (Le Fort et Ehrström, 1969) nous avaient amené à accepter provisoirement le schéma dévono-dinantien de C. Bordet (1961) repris par R. Laurent (1968).

Pour Carme (1970 a), la majeure partie des terrains cristallophylliens de la chafne de Belledonne *sensu lato* (série verte moyenne, série brune et série satinée) est probablement briovérienne et a été affectée par un cycle orogénique cadomien avant d'être repris dans le cycle hercynien. Seule la série verte supérieure ("série du Taillefer") correspondrait au cycle hercynien. Cette "série du Taillefer" comprendrait des schistes noirs, des conglomérats, et des spilites-kératophyres dont Carme lui-même suggère l'identité avec la zone du Chaillol (Carme, 1965 a, 1970 a). P. Bordet nous avait d'ailleurs depuis plusieurs années indiqué oralement cette ressemblance entre "la série verte supérieure", l'actuelle "série du Taillefer" de Carme et le massif du Chaillol. De plus, l'étude géochimique des complexes spilite-kératophyre du Chaillol et de Belledonne en a montré l'identité (Le Fort et Ehrström, 1969). L'accord semble donc être fait et l'on pourrait "admettre, sans toutefois préciser davantage, l'âge dévono-dinantien de la série verte supérieure" (Carme, 1970 a).

Cependant, Carme distingue les ensembles "hercynien et cadomien" par plusieurs critères : l'existence d'une discordance cartographique, jalonnée d'éléments volcaniques ; l'opposition des caractères microstructuraux entre les deux ensembles : "la série supérieure ne possède pas de foliation nette" ; la ressemblance de l'ensemble inférieur au Briovérien inférieur du Sud de la Bretagne, et moyen du Rouergue ; l'analogie du style tectonique et du type de métamorphisme avec ceux de la phase cadomienne de l'Ouest de la France.

Dès lors il devient difficile de séparer le massif du Chaillol de "l'ensemble briovérien" ainsi défini.

Peut-on attribuer une valeur chronométrique à un type de métamorphisme ? Zwart (1967, 1969) l'a récemment soutenu en comparant les orogènes alpin et hercynien d'Europe. Ce dernier serait notamment caractérisé par des assemblages minéralogiques de faible pression et de haute température. D'autres auteurs, notamment Capdevilla (1969, p. 163) ont insisté sur "le caractère "en mosaïque" du métamorphisme hercynien qui mérite d'être opposé aux métamorphismes des chafnes alpines et circum-pacifiques où, parallèlement à la direction des orogènes, le métamorphisme semble rester du même type sur des distances considérables". Capdevilla donne une longue liste de localités d'Europe où l'on connaîtrait un métamorphisme hercynien de type pression intermédiaire voire haute pression (*), à commencer par la Galice nord-orientale où le métamorphisme régional daterait de la première phase de plissement, probablement un peu antérieure au Namurien supérieur (320 MA environ). Cependant, plus au Sud, en Galice moyenne, d'autres auteurs (Anthonioz et Ferragne, 1967 ; Ferragne, 1968) ont laissé pressentir l'existence d'une histoire précambrienne qui pourrait s'étendre jusqu'à la région étudiée par Capdevilla, ainsi que le suggère d'ailleurs la carte géologique au 500.000e du Nord-Est de l'Espagne.

Qu'en est-il pour le style tectonique ? Il n'a pas été trouvé de véritable pli couché et encore moins de nappe de style pennique comme en Bretagne (Cogné, 1966) ; toutefois, la superficie restreinte du massif étudié ne laisse pas beaucoup de place pour de telles observations. Il est certain par contre qu'aux échelles méso et

(*) Certains de ces exemples (Haute Allier, Bretagne...) semblent assez sujets à caution.

microscopiques, le style tectonique que définit Carme (1970 a, c et d) dans le massif de Belledonne, ressemble beaucoup à celui du Chaillol. Mais on peut également lui comparer les styles tectoniques, hercyniens d'après leurs auteurs, de l'Andalousie occidentale (Bard, 1969) ou de la Galice nord orientale (Capdevilla, 1969), à propos desquels il convient d'ailleurs de faire les mêmes réserves qu'au paragraphe précédent.

Weisbrod m'a d'autre part signalé la ressemblance frappante qui existait entre le massif du Chaillol et la région nord-est des Cévennes médianes, d'âge antéhercynien, tant sur le plan lithologique que sur le plan tectonique, voire l'existence de deux phases de métamorphisme, de type pression intermédiaire puis basse pression mais ayant la particularité de décroître en sens inverse.

IV — CONCLUSION

Dans un article parlant des caractères géochimiques et de l'origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne (Le Fort et Ehrström, 1969) j'avais été amené à envisager, après d'autres (C. Bordet, Laurent), un âge dévono-dinantien pour ces formations.

Si des ressemblances d'ordre pétrogénétique et tectonique rendent plausible l'âge ancien des formations corticales, des analogies sédimentologiques rendent également vraisemblable leur âge paléozoïque.

Je pense qu'il est effectivement toujours possible d'en faire l'hypothèse, mais la preuve en reste à faire, et qu'en l'absence de fossiles à valeur stratigraphique sure et de mesures géochronologiques sur cette zone, les schémas hercynien, cadomien, voire même calédonien ont une égale cohérence. Je ne pense pas que l'interprétation des données structurales pose moins de "problèmes théoriques non résolus" que la géochronologie (Carme, 1970 c). Il semble au contraire que cette dernière puisse trouver ici un beau champ d'application, non seulement dans la zone corticale mais encore dans le noyau et pour les corrélations entre ces deux domaines.

F — CONCLUSION

La zone corticale du Chaillol s'isole facilement des autres parties étudiées du Hart-Dauphiné par l'absence de phénomènes migmatitiques.

Les formations qui en forment la base visible sont d'origine volcano-détritique : amphibolites (spilitiques) leptynites (kératophyriques) et micaschistes (grauwackes plus ou moins carbonés). Les études géochimiques ont contribué de manière importante à rétablir la nature antémétamorphique de ces formations corticales qui offrent un excellent exemple de survivance géochimique. De puissantes assises conglomeratiques les recouvrent ; le passage est apparemment continu et progressif.

Tout cet ensemble a été plissé de façon isoclinale au cours d'une phase tectonique accompagnée d'un métamorphisme mésozonal de "type intermédiaire" (à disthène-staurotide). Une deuxième phase de niveau structural moins profond s'est également accompagnée de recrystallisations sous des conditions de basse pression probablement à la limite de l'épizone et de la mésozone (biotite-chlorite, muscovite) ; cette deuxième phase, de type rétro-morphique, semble liée à la mise en place du granite de Colle-Blanche.

On ne possède encore aucune certitude quant à l'âge du dépôt de ces formations, de leurs plissements et de leurs métamorphismes. Seule, la dernière phase et le faible métamorphisme qui l'accompagne peuvent être raisonnablement attribués à l'orogène hercynien et plus précisément au Viséen : phase sudète (320 MA).

Chapitre II

LE NOYAU : ZONE INTÉRIEURE DE CHAMPOLÉON - VALGAUDEMAR HAUT-VÉNÉON ET HAUTE-ROMANCHE

A – MISE EN ÉVIDENCE DES DIFFÉRENTES UNITÉS

Les premiers géologues parcourant le Haut-Dauphiné avaient été frappés par la monotonie des roches cristallophylliennes du coeur du massif. Dans la grande banalité des gneiss granitoïdes, apparaissaient de temps à autre quelques variations locales : schistes, amphibolites, marbres. Ainsi P. Termier dans la légende explicative de la feuille de Briançon au 80.000e (1960), parlait-il des schistes azoïques X, généralement très cristallins, souvent feldspathiques et des "amphibolites et gneiss amphiboliques intercalés dans l'étage X où ils jouent un rôle subalterne".

J'ai été amené à distinguer cinq ensembles dont la description fera l'objet des pages qui suivent (*):

- I - l'ensemble des gneiss ocellés de Crupillouse,
- II - les gneiss granitoïdes du Pigeonnier,
- III - le linéament de La Pilatte,
- IV et V - l'ensemble des formations de La Lavey,
- VI - les porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin et les gneiss ocellaires du Plan-du-Lac.

La distinction de chacun de ces ensembles a d'abord été faite sur des critères pétrologiques ; elle a été ensuite appuyée sur des critères chimiques.

La structure générale du noyau étant celle d'une mosaïque de blocs séparés par des discontinuités tectoniques, les limites de chacun de ces ensembles sont la plupart du temps tectoniques (notamment I, III et VI). Seules les formations II et IV-V possèdent probablement quelques contacts vrais, mais alors la mobilisation est venue les masquer. Aussi, le problème qui se pose généralement n'est pas celui des limites à assigner à un ensemble, mais celui de son extension et des corrélations des divers blocs entre eux (fig. 26).

Il n'y a pas d'itinéraire idéal qui permette de recouper toutes les formations du noyau en une seule journée. Compte-tenu des refuges qui existent (fig. 2), deux itinéraires peuvent être proposés :

(*) Le secteur du Sirac, limité sur trois côtés par des sutures sédimentaires a été volontairement laissé de côté. D'une part, les quelques itinéraires que j'y ai parcourus ne m'ont pas permis d'en saisir toute l'architecture ; d'autre part un jeune géologue, J. Biju-Duval va en commencer l'étude détaillée.

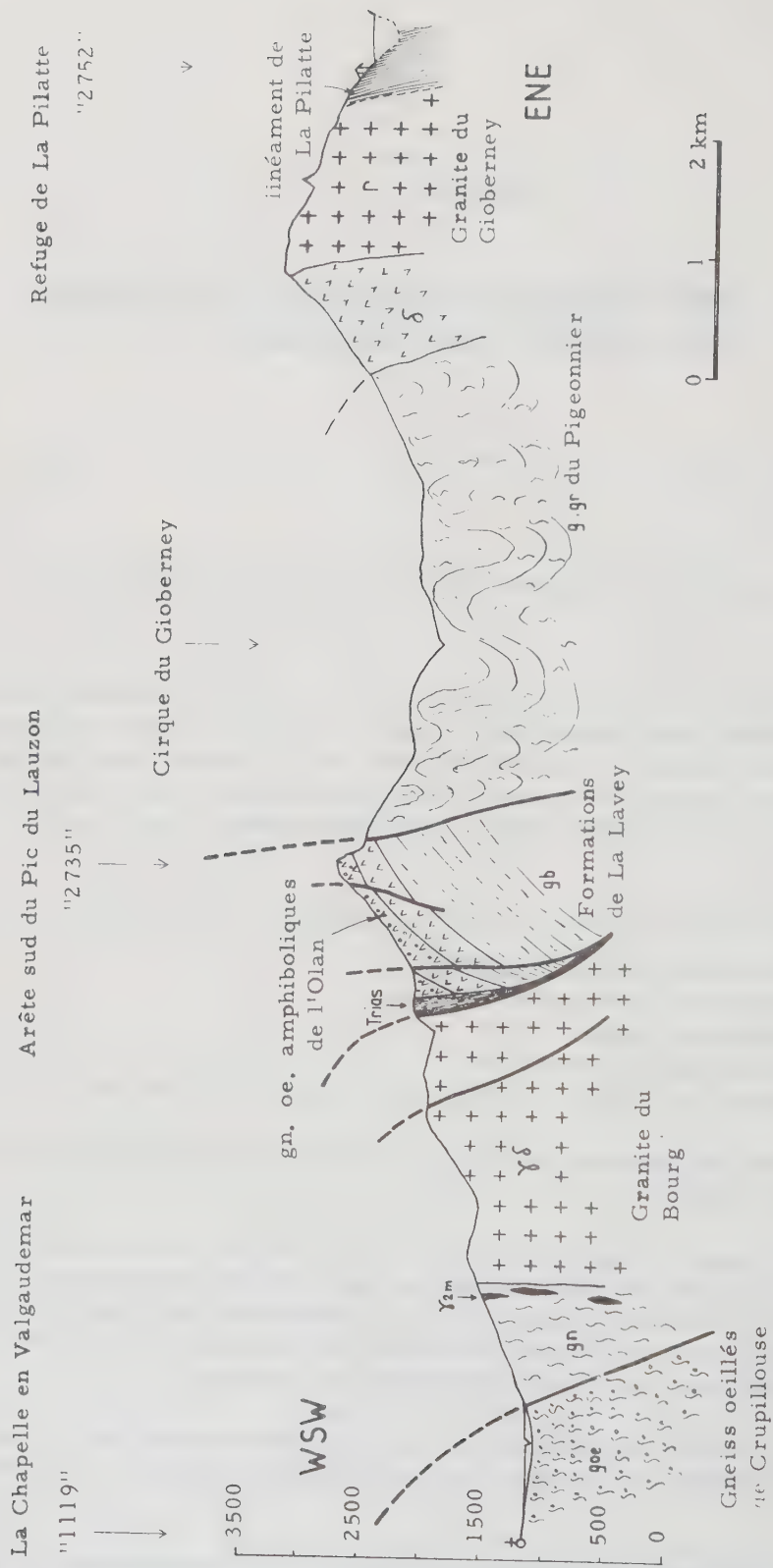


Figure 26 Coupe dans le noyau du Haut-Dauphiné montrant la disposition de quelques unités principales et de quelques granites.

- un itinéraire ouest-est de trois jours minimum selon l'axe des vallées du Valgaudemar et des Bans. La première journée le long de la route goudronnée RN 85a permet de recouper les gneiss de Villar-Loubière, le granite du Bourg et les gneiss du Pigeonnier ; on apercevra en éboulis les gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan - (étape au Chalet-hôtel du Gioberney). Une deuxième journée consacrée à la montée au col du Sellar (ou Pas des Aupillous) et à la descente sur le refuge des Bans (1500 m de dénivelée) permet d'étudier les formations de La Lavey et les formes de migmatisation. La dernière journée pourra être consacrée à l'étude du linéament de Peyre-Arguet - La Pilatte au-dessus du refuge ; à la descente vers Vallouise on recoupe différents granites orientaux (Pêcher, 1970 ; Barbieri, 1970). Une variante de cet itinéraire depuis le fond du Valgaudemar fait passer sur le refuge de La Pilatte et permet lors de la dernière journée d'observer les granites du Gioberney, de La Bérarde et des Etages. Le retour au Chalet-Hôtel du Gioberney nécessite de toute façon une demi-journée de voiture ;

- un itinéraire nord-sud de quatre jours minimum depuis La Bérarde jusqu'en Champoléon. La première journée est consacrée à la montée au refuge de La Pilatte (granites de La Bérarde et du Gioberney, linéament de La Pilatte), la deuxième au passage du col du Gioberney (formations de La Lavey, gneiss du Pigeonnier - étape au Chalet-Hôtel du Gioberney, ou, mieux au refuge de Vallonpierre) ; la troisième fait passer en Champoléon soit par le vallon d'Isola, soit par les lacs de Crupillouse (gneiss oeillés de Crupillouse). Il faut encore une bonne demi-journée pour revenir à La Bérarde.

B - ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DÉTAILLÉE

I - L'ENSEMBLE DES GNEISS OEILLÉS DE CRUPILLOUSE

1 - INTRODUCTION

1/ Extension

Les formations de Crupillouse affleurent en deux massifs fusiformes d'inégale grandeur (fig. 27). Le premier au centre duquel se trouvent les lacs de Crupillouse (pl. XIV) est le plus grand, le plus caractéristique ; il s'étend sur 41 km², culmine à 3075 m au Pic de Parières avec un allongement WNW-ESE qui se courbe légèrement le long du synclinal sédimentaire de Morges, pour devenir E-W dans sa partie orientale (fig. 28). On peut y rattacher un ensemble de petits affleurements dont la position structurale est mal connue, en rive gauche du torrent de Navette.

Le second massif, au Nord du Valgaudemar (fig. 26) possède également un lac (lac du Lautier) excentré vers le Nord, une direction d'allongement identique, mais sa superficie est moins importante (6 km²), de même que l'altitude de son point culminant, sur la crête de Colombes (2467 m).

Les limites de ces deux massifs sont entièrement tectoniques. Leur cartographie se fait aisément à distance : d'un côté des roches blanchâtres à relief compact, dur, jamais hardi, de l'autre les draperies souples et bleutées du sédimentaire, ou les teintes sombres et les reliefs ravinés et croulants des gneiss. D'ailleurs, bon nombre de ces limites sont soulignées par la morphologie : entailles profondes du vallon du Clot et de sa suite, le vallon oriental du col de Colombes, le haut et moyen vallon du Buchardet, le Val-Estrèche ("le val étroit") ; rupture brutale de pente sur le pourtour du synclinal de Morges.

Sur le terrain par contre, il faut longtemps pour préciser ces limites quand elles ne se font pas avec le sédimentaire. En effet, une épaisse bande mylonitique les souligne qui commence à se manifester fort avant dans les gneiss oeillés, par une granulation des yeux feldspathiques et une silicification épisodique. Ces deux phénomènes

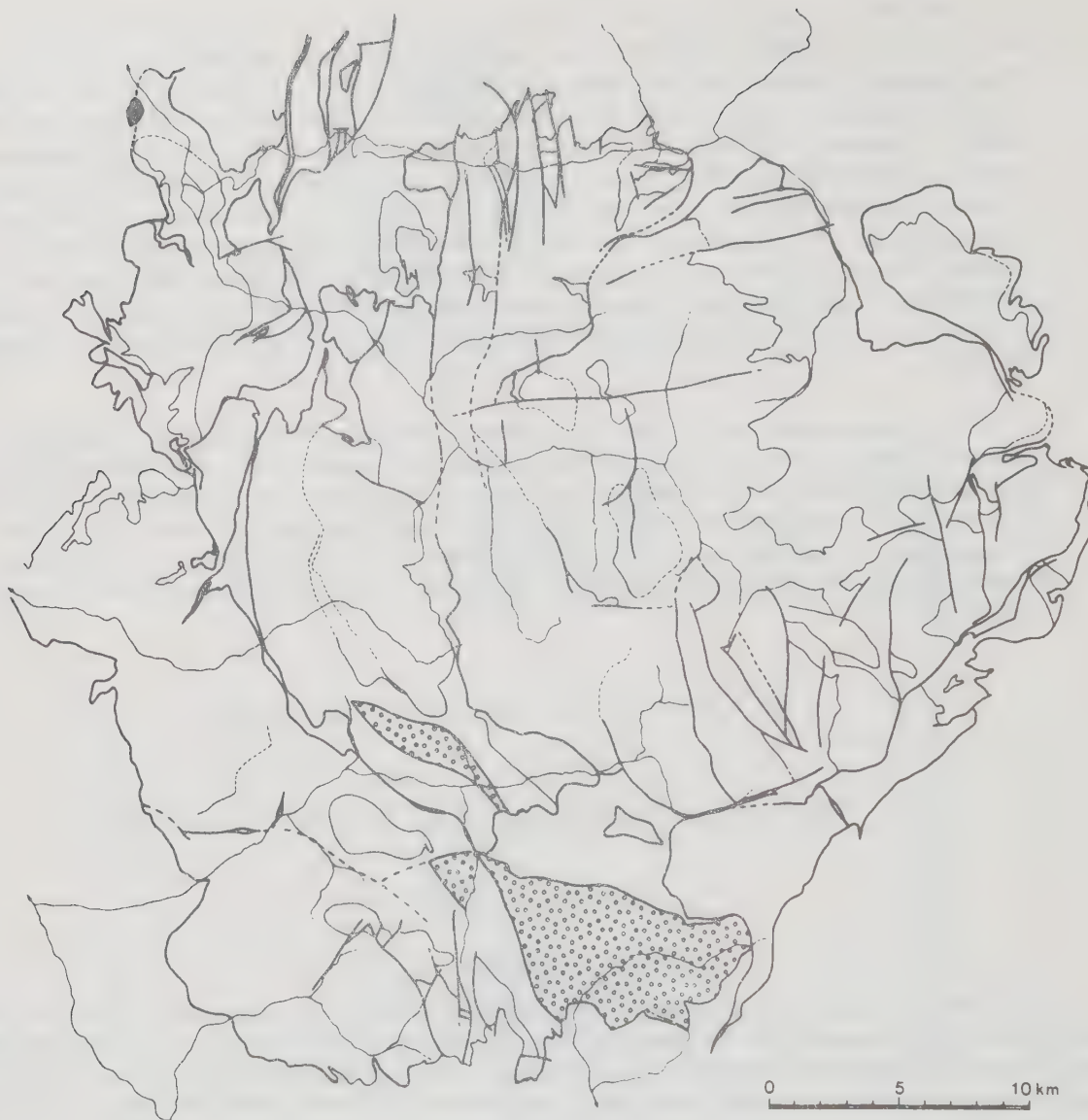


Figure 27 - Les massifs de gneiss ocellés de Crupillouse.

s'intensifient au fur et à mesure que l'on progresse vers la limite, et il faut alors rechercher des témoins préservés pour fixer la zone dans laquelle on se trouve.

2/ Morphologie

J'ai dit le caractère compact de cette unité qui seule dans tout le Haut-Dauphiné forme des massifs à faible relief interne, conjugaison de glaciers lacustres (Lautier, Crupillouse, Cédéra) et d'arêtes arrondies. Vu d'avion (Pl. XIV, fig. 2 et 3), ce relief paraît mou. S'y remarquent des cassures postérieures, la trace en creux ou en relief de filons (notamment le complexe volcanique de l'Aiguille Fourchée) et le grand évidement du Haut-Champoléon et de son affluent rive droite, le val d'Isora.

3/ Lieux d'observation

Pour qui voudrait observer en détail cette formation, le bon chemin qui mène des Baumes-en-Champoléon aux lacs de Crupillouse offre une belle suite d'affleurements, et permet en partant tôt le matin de passer plu-

sieurs heures sur les admirables affleurements polis du replat glaciaire des lacs de Crupillouse où tous les phénomènes sont parfaitement exposés.

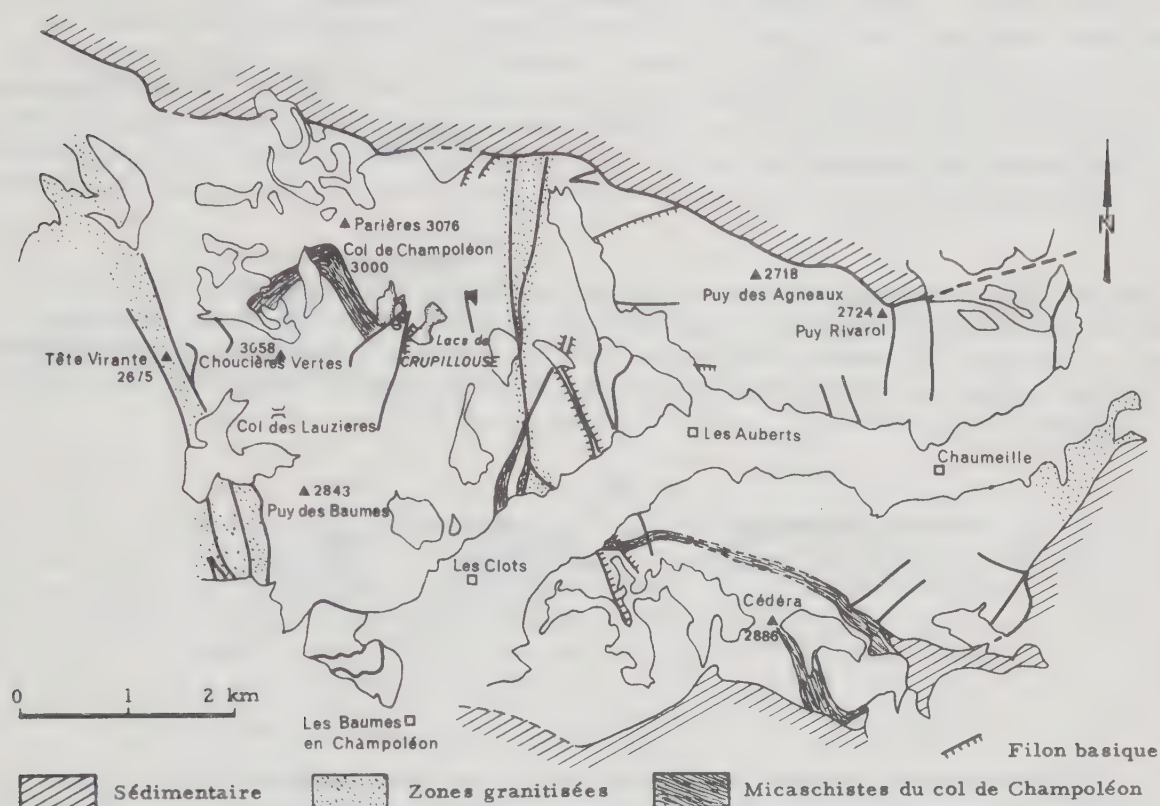


Figure 28 - Carte géologique schématique du massif méridional des gneiss ocellés de Crupillouse.

2 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Les formations de Crupillouse sont constituées d'un ensemble de roches leucocrates d'une très grande homogénéité sur tout l'ensemble de la zone où elles affleurent. Si l'on met à part les micaschistes du col de Champoléon, qui seront étudiés ensuite, ces roches ne possèdent pas d'enclaves.

On peut y dégager les poles pétrographiques suivants : les gneiss ocellés sensu stricto, les gneiss leucocrates amygdalaires, les gneiss nébulitiques, le petit granite gris ou granite migmatitique, les granites à deux micas et les pegmatites à muscovite (aplopegmatites).

Aucune coupure franche n'existe sur le terrain entre ces différents types si l'on excepte les types aplitique et pegmatitique qui s'observent souvent en filons à bords francs, soit concordants, soit sécants sur le matériel gneissique. Ces différents types ont été isolés autant pour la commodité de l'exposé que parce qu'ils sont parfaitement reconnaissables sur le terrain.

a - A l'affleurement (Pl. XV)

Ce sont des roches très leucocrates à litage fruste, composées en majeure partie d'yeux feldspathiques monocristallins, de forme ovoïde, allongés selon le litage. La taille et la densité de ces yeux est variable : rarement inférieure au centimètre ; la longueur de grand axe de l'ovoïde peut atteindre quinze centimètres, le contour de l'oeil étant alors plus polygonal qu'arrondi (sommet du Pic de Parières, éboulis de la face sud-ouest des Choucières-Vertes, aval du lac "2424" du vallon de Claphouse, par exemple). Certains affleurements montrent des yeux pratiquement juxtaposés (fig. 30 et Pl. XV, fig. 1 et 2), tandis que sur d'autres les phénocristaux feldspathiques, très dispersés, peuvent être distants de 50 cm les uns des autres (Pl. XV, fig. 3). On note une certaine liaison entre la taille et la densité : plus les yeux sont rapprochés plus ils ont tendance à être grands.

Le reste de la roche est composé d'un assemblage quartzofeldspathique équi-granulaire assez fin et de filets micacés grossièrement parallèles au litage ; la disposition de ces derniers confère une allure caractéristique à la roche. Les yeux sont, soit ceinturés de lits micacés interrompus en forme de sourcils, de cupules, soit enveloppés de filets de chlorite mordorée sur tout leur pourtour, ces lits fins se reliant de façon sinueuse d'un oeil à l'autre (fig. 29).

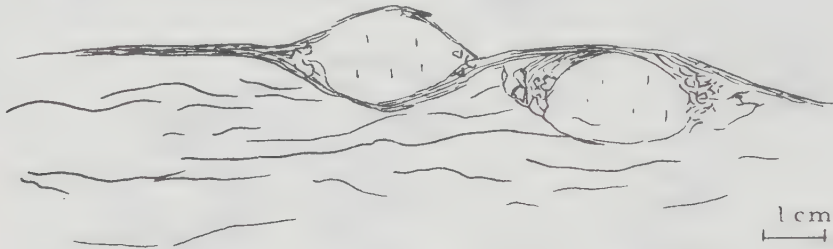


Figure 29 - Granitisation des extrémités de deux yeux feldspathiques et passage à des gneiss amygdalaires. Le joint micacé principal contourne les deux yeux (S.R32, 175 cm, 500 m à l'W du torrent de Prelles).

Dans une roche moyennement oeillée, les yeux se remarquent d'autant mieux que la roche est plus mica-cée, les lits micacés ayant par ailleurs tendance à être érodés pour laisser en relief les parties leucocrates avec des feldspaths à patine ocre. Sur les surfaces parallèles au litage, on distingue facilement dans les plages mica-cées verdâtres les taches violettes des biotites non chloritisées, et sous certaines incidences, les minuscules paillettes nacrées de muscovite.

b - Etude microscopique

Les minéraux suivants peuvent être observés :

quartz	(grenat)
feldspath potassique	zoïsite
plagioclase	apatite
biotite-chlorite	zircon
muscovite	sagénite
(cordiérite - pinnite)	minerais
(sillimanite)	
myrmékite	

Seul le feldspath potassique forme des yeux.

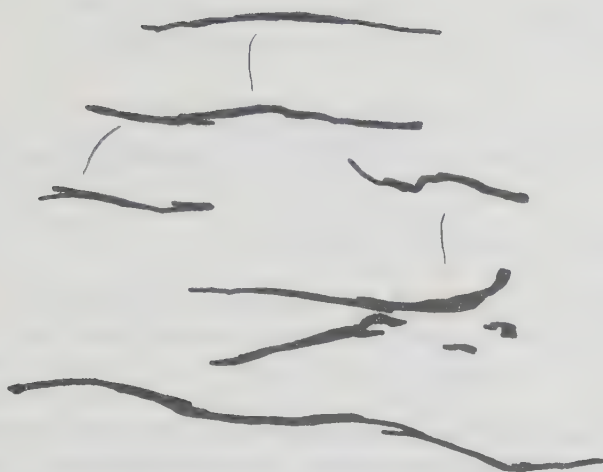


Figure 30 - Aspect d'un gneiss oeillé à forts joints micacés (gneiss oeillé à cupules). L'essentiel de la roche est formé de porphyroblastes de feldspaths juxtaposés. (P.N51, vallon de Claphouse, 2470 m, en dessous du lac "2424").
Grandeur nature.

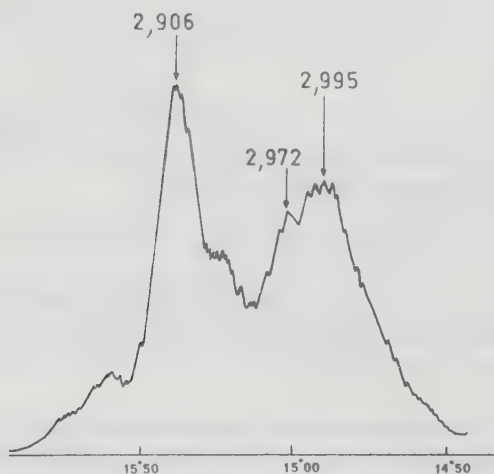


Figure 31 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) d'un feldspath potassique de gneiss oeillé (P.R6A*).

Le quartz se présente sous trois formes distinctes :

- son occurrence la plus fréquente est celle de grandes plages à contours relativement arrondis, à extinction plus ou moins onduleuse. Plusieurs cristaux jointifs peuvent former une mosaïque. C'est une forme primitive ;
- il peut être granulé, surtout près des yeux feldspathiques qu'il a tendance à ceinturer d'une mince couronne ; il montre parfois une faible propension à être "discordant" (Touret, 1969, T. III, p. 7) (Pl. XVI, fig. 3) ;
- il forme dans tous les cristaux mais particulièrement dans ceux de feldspath potassique de petits globules dont l'extinction peut être franche même lorsque le cristal hôte a une extinction roulante. C'est une forme tardive.

Le feldspath potassique peut constituer la majorité de la lame mince, il est toujours abondant. Il faut distinguer ici deux types d'occurrences :

- les grands porphyroblastes (Roubault, 1962) arrondis, ne montrent que rarement le quadrillage moiré du microcline (Pl. XVI, fig. 1 et 2) ; ils ne sont qu'exceptionnellement déformés ;
- les cristaux de taille comparable à ceux de quartz et plagioclase de la mésostase, sont généralement du microcline quadrillé.

Les porphyroblastes sont poecilites (inclusions de quartz et de plagioclases, ceux-ci parfois zonés, mais jamais de biotite), souvent maclés Carlsbad, parfois légèrement altérés en produits micacés blancs. Les perthites sont abondantes et de formes très variées : micropertite essentiellement, auxquelles s'ajoutent de petites veines, des zones floues, de petits fuseaux tordus, ou des filaments en S.

Les cristaux de taille moyenne, plus proches du microcline, sont à part ceci très semblables aux premiers ; la distinction se faisant mal d'ailleurs à la limite.

Aux rayons X, le feldspath potassique de l'échantillon P.R6A* présente une raie 131 d'orthose élargie et possède un indice de triclinité $\Delta < 25$. Il s'y ajoute un peu de microcline (fig. 31).

Le plagioclase est toujours présent et, ici encore, il faut en distinguer deux types :

- des cristaux assez fortement à fortement altérés (séricitisés) formés d'oligoclase souvent légèrement zoné, à coeur plus basique ;
- des cristaux de même taille ou plus petits, peu ou pas altérés formés d'albite.

Les cristaux d'albite ont généralement des formes parautomorphes et une extinction moins onduleuse. De plus ils sont situés de préférence près des zones de circulation constituées par les lits de biotite ou non loin des queues des grands porphyroblastes. L'albite est donc tardive.

A part cela, on note surtout la fréquence des petits yeux de quartz dans les cristaux de plagioclases et celle des bordures de réaction (myrmékites éventuellement) au contact du feldspath potassique.

La biotite est plus ou moins totalement altérée en chlorite verte, (LP bleu nuit violacé), salie par des dépôts d'oxydes opaques dans les clivages et souvent accompagnée d'aiguilles de sagénite.

Ce mica chloritisé forme des lits tordus, frustes et peu épais qui disparaissent par endroits et se rattachent les uns aux autres par des liserés micacés discontinus formant des arcs de cercle. Il confère à la roche une schistosité grossière d'autant plus marquée qu'il est plus abondant ; c'est elle que l'on distingue à l'affleurement. Au microscope, on voit qu'elle favorise les glissements selon son plan, et par suite les circulations de fluides et les recristallisations comme celle de la muscovite.

La muscovite accompagne presque toujours la biotite qu'elle recoupe et semble remplacer. Quoique son abondance ne soit jamais très grande dans les gneiss oeillés, elle détermine à elle seule une schistosité bien visible en lumière polarisée et généralement différente de celle des lits de biotite. L'angle entre ces deux plans peut être important et atteindre plusieurs dizaines de degrés.

Dans les zones de glissement où elle reprend la biotite, elle peut, soit former un feutrage à extinction roulante, soit former des arcs polygonaux de cristaux plus grands et toujours un peu tordus suivant les courbes de ces zones. Les zones de glissement ont donc encore joué après la cristallisation, déjà tardive, de la muscovite.

Dans les gneiss oeillés à sillimanite, on note l'existence de flammes de sillimanite et muscovite comme si ces deux minéraux avaient cristallisé en même temps, mais on connaît les affinités épitaxiales entre micas et sillimanite et la difficulté qu'il y a à interpréter ce genre de texture (Chinner, 1961).

2/ Gneiss leucocrates amygdalaires

De façon continue on passe des gneiss à porphyroblastes individualisés de feldspath potassique, aux gneiss amygdalaires, où la structure des joints micacés reste boursouflée, mais où les yeux feldspathiques sont remplacés par des amygdales granitiques (fig. 32) (Pl. XV, fig. 3).

La granitisation, ou granulation, des yeux est généralement un phénomène progressif qui peut se voir sur 50 cm. Ce sont les yeux d'un même échantillon qui sont représentés sur la figure 33.

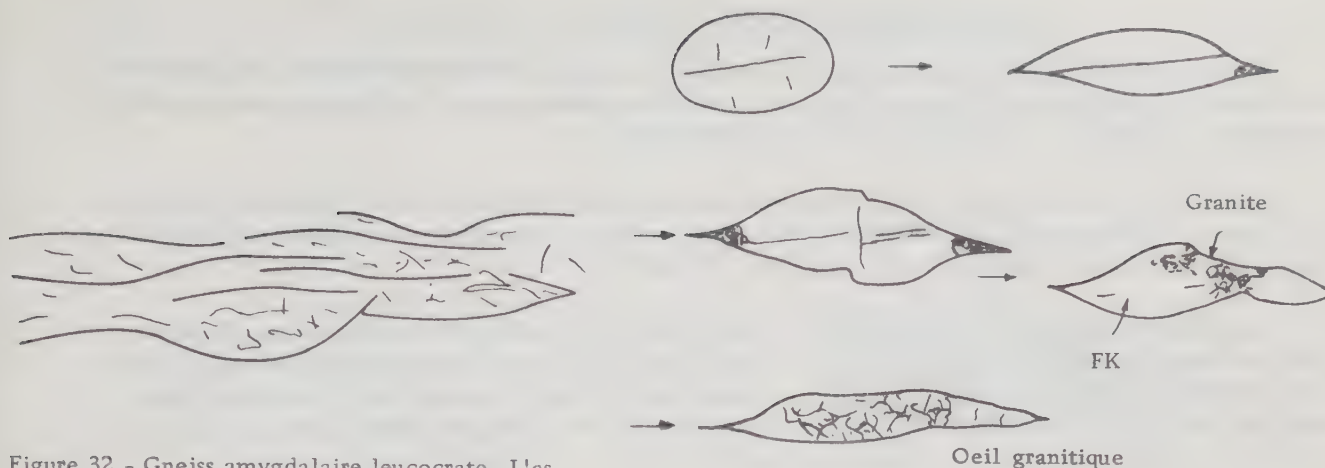


Figure 32 - Gneiss amygdalaire leucocrate. L'aspect oillé subsiste, mais les yeux de feldspath potassique sont remplacés par des assemblages quartzo-feldspathiques. (P. S44, 1590 m, rive gauche du Val Estrèche). Grandeur nature.

Figure 33 - Exemple de granitisation d'un oeil de feldspath potassique, par étirement, fracturation et écrasement. (Moiraine frontale des lacs de Crupillouse). Grandeur nature.

Dès lors, les gneiss amygdalaires peuvent affleurer sur de grandes superficies. De temps en temps simplement, on retrouve un oeil monocristallin perdu dans la masse des gneiss, tandis que dans d'autres secteurs, la structure amygdalaire tend à disparaître et à être remplacée par une structure gneissique régulière, sans trace de boursoufflures (Pl. XVII, fig. 1).

Au microscope, la transformation du feldspath en agrégat quartzofeldspathique commence généralement par l'extrémité des yeux. La bordure des zones granitiques est contournée, déterminant des golfes dans les porphyroblastes. Celui-ci, le long de sa nouvelle bordure, montre souvent une concentration plus grande des perthites ; parfois aussi apparaît la moire du microcline, mais on sait combien l'acquisition du triclinisme des feldspaths potassiques peut être liée à l'écrasement du minéral (Touret, 1963 ; P. Bordet et Chauris, 1965).

Finalement, tout le porphyroblaste est réduit à un agrégat quartzofeldspathique, mais sa couronne micacée subsiste parfois encore de façon discontinue (Pl. XVI, fig. 4).

3/ Gneiss nébulitiques

Le stade suivant l'évolution des gneiss oillés est celui de la disparition de la structure litée régulière et son remplacement par des traînées micacées gauchies, plus ou moins denses. Ce sont les gneiss ou migmatites nébulitiques que l'on rencontre fréquemment et qui sont notamment très bien exposés au Sud-Ouest des lacs de Crupillouse (en dessous du "2691") et au pied du torrent de Bécé (P.Q61*).

Avec un peu d'habitude, on retrouve la trace de la foliation précédente et on peut même la suivre approximativement sur le terrain, car il est rare que ces gneiss aient une structure totalement tourbillonnaire. Le grain millimétrique de la roche est devenu granitique, sur de petits échantillons ou en lame mince, la texture paraît équante.

Au microscope, les minéraux sont les mêmes que précédemment, seul leur agencement se modifie : les biotites ne forment plus de lits plus ou moins continus, mais sont dispersées en cristaux trapus sur des alignements visibles uniquement à faible grossissement. La muscovite s'intercale souvent sur ces alignements, entre deux cristaux de biotite, mais son orientation quelconque ne souligne pas la traînée micacée en lumière analysée. De plus, la sillimanite et la cordiérite s'observent toujours, cette dernière est parfois abondante.

4/ Le petit granite gris : granite migmatitique (Pl. XVII, fig. 2)

C'est le stade ultime de l'évolution des gneiss oeilés. La texture est maintenant équante, le grain relativement fin (millimétrique), la roche grise à patine ocre. Il ne subsiste plus que quelques fantômes de traînées biotitiques, très flous, sans continuité ni direction préférentielle.

Le granite se rencontre partout, mais il est particulièrement abondant dans certains secteurs sans que l'explication en soit toujours évidente. Ainsi on le verra bien aux alentours du verrou du lac oriental de Crupillouse, mais aussi et surtout dans tout le fond de la vallée de Champoléon.

Le trait caractéristique de son développement est l'apparition de taches de cordiérite pinitisée qui soulignent la bordure des amas (Pl. XVII, fig. 3 et Pl. XVIII, fig. 1), et ceci, quelle que soit leur taille. Ces taches, verdâtres ont généralement de un à plusieurs centimètres de large, et peuvent être très denses (éboulis de la face sud-est des Choucières-Vertes, par exemple). Parfois, elles semblent déborder depuis le granite jusque dans les gneiss, mais jamais de plus de quelques centimètres.

Au microscope .

A la différence des granites migmatitiques des autres parties du noyau, c'est souvent une roche riche en muscovite. Son grain est fin (0,5 à 1 mm), dans l'ensemble très régulier, avec toutefois quelque tendance à la porphyroblastèse des feldspaths potassiques perthitiques. Ceux-ci possèdent toujours de nombreuses inclusions de quartz et de plagioclase automorphes. Ce granite migmatitique a donc une texture monzonitique (Pizigo, 1965).

Sa composition minéralogique est la suivante :

quartz	37 %	apatite
feldspath potassique	24 %	zircon
plagioclase	20 %	(minerai)
biotite (chlorite)	8 %	
muscovite	11 %	
(grenat)		
(cordiérite) pinite		

Il convient de noter deux caractères en dehors de la présence de muscovite : le zonage possible des deux feldspaths ; l'abondance très variable de la cordiérite (jusqu'à plus de 10 %) entièrement altérée (Pl. XVIII).

5/ Les aplopegmatites

Ces roches que l'on retrouve dans tout le noyau du Haut-Dauphiné sont particulièrement abondantes dans le massif de Crupillouse.

Ce sont des roches claires, équantes, à muscovite abondante, dont le grain varie beaucoup sur un même affleurement, et dont les conditions de gisement passent par tous les stades entre la tache nette ou diffuse, et le filon franchement sécant.

Certaines de leurs occurrences sont nettement liées sur le terrain à de grandes cassures comme celles du Torrent de Bécé. La figure 34 donne un exemple, de taille réduite, de telles cassures qui mettent en contact deux roches différentes (en l'occurrence gneiss oeilés et gneiss amygdalaires) par l'intermédiaire d'une zone aplitique à muscovite. Dans le cas de la figure 34, la présence de filonnets de quartz accentuant le plan de fracture fait penser que la fracture a joué ultérieurement. Dans d'autres cas par contre, il n'y a aucun indice d'un tel jeu, là où la bande aplitique s'observe de part et d'autre de la fracture (Torrent de Bécé).

Au Torrent de Bécé (P.Q61*), les gneiss nébulitiques à trame sinueuse, envahis de granite migmatitique, sont découpés par un granite fin aplitique à muscovite qui ne tient aucun compte de l'orientation des gneiss

(Pl. XVII, fig. 4). Ce granite aplitique forme un lacs de filons et filonnets, à structure orientée parallèlement aux éponges, et au grain de plus en plus gros vers l'intérieur du filon. Le centre du filon est souvent une pegmatite à muscovite. On y trouve deux sortes d'enclaves : des enclaves de migmatites analogues à celles des éponges, sans bordure de réaction, des enclaves micacées sombres, granitoïdes, soulignées par une bordure blanche.

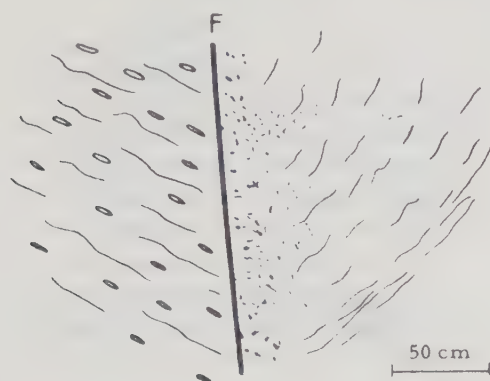


Figure 34 - Contact faillé F entre des gneiss oeilés francs et des gneiss amygdalaires granitisés. (P.O53, col du Veyre 2710 m).

Le contact des filons avec leur encaissant se fait par l'intermédiaire d'une petite bordure pegmatitique, parfois épaisse de plusieurs centimètres. Enfin, les filons aplitiques peuvent se recouper et se déplacer l'un l'autre.

3 - FORMATIONS PARTICULIÈRES

1/ Les micaschistes du col de Champoléon (Pl. XIX)

Prenant en écharpe tout le massif méridional de Crupillouse, on peut observer une bande, discontinue par endroits, de micaschistes, assez micacés à très micacés. Leur teinte est violacée à mielleuse, leur patine souvent rouillée, brun moutarde ou noire ; ils forment souvent un replat dans la topographie. Ils s'allongent sur plus de 7 km (fig. 28 et 45), selon une direction NW-SE. On peut en consulter les blocs dans le cône d'éboulis juste à l'aval du Torrent de Bécé (rive droite du Drac, entre les Auberts et les Clots en Champoléon). On peut également les observer en place au col de Champoléon (3000, au Sud du Pic de Parières) et sur son versant oriental où les gneiss sombres descendent jusqu'aux lacs de Crupillouse (Pl. XV, fig. 2).

a - A l'affleurement

Ces micaschistes apparaissent généralement bien lités dans leur masse et possèdent une belle schistosité selon laquelle ils se débitent facilement. Le grain est très fin, le litage également (quelques dixièmes de millimètre).

On reconnaît bien la biotite, violette. De petits amas quartzofeldspathiques (quelques millimètres à un centimètre) et de petites amygdales de quartz déforment la schistosité, lui donnant en surface un aspect bosselé un peu comme le feraient des cristaux de grenat. De façon irrégulière, ils se chargent en ocelles feldspathiques ayant une taille millimétrique à centimétrique. Enfin, on trouve parfois dans ces micaschistes, de petites bandes ou des enclaves elliptiques d'une roche à grain fin et très dure apparemment quartzitique.

Le contact avec les gneiss oeilés n'est jamais franc, c'est-à-dire que les bancs de gneiss oeilé typique ne viennent qu'exceptionnellement en contact avec les micaschistes. Il s'intercale entre les deux formations une épaisseur variable de granite migmatitique et de gneiss nébulitiques (fig. 35). De cette façon, le passage se fait le plus souvent progressivement : les gneiss nébulitiques se chargent peu à peu en micas, prennent une teinte plus sombre, acquièrent une foliation de plus en plus fine, de plus en plus régulière.

Sur le plan de la texture, les micaschistes sont fréquemment plissés et plissotés bien que leur direction générale s'en trouve peu modifiée. Ces plis s'accompagnent le plus souvent de l'apparition de matière granitique qui semble en partie responsable de l'écartèlement des bancs et qui digèrent plus ou moins les micaschistes.

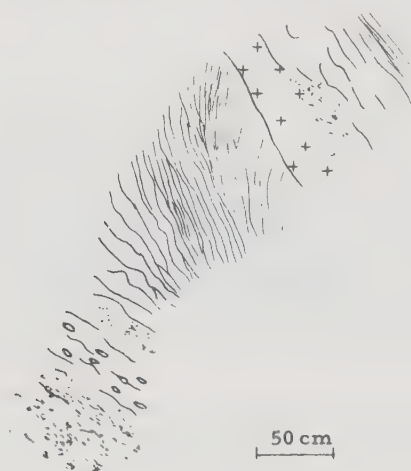


Figure 35 - Affleurement de micaschistes plissotés, en contact avec des gneiss oeilés par l'intermédiaire d'un lit de granite migmatitique (pointillés), et recoupés par un filon de granite aplitique (croix) dont les limites avec le granite migmatitique sont parfois difficiles à distinguer. (Arête sud de l'Aiguille des Péous, 2750 m).

Il est souvent difficile sur le terrain de distinguer, comme je l'avais fait pour les gneiss oeilés, le granite migmatitique des variétés aplopegmatitiques. Ainsi, au col de Champoléon lui-même, les occurrences de granite gris migmatitique dans les micaschistes se chargent aussitôt en phénoblastes de feldspath potassique, ce qui leur confère une allure pegmatitique (mais sans muscovite dans ce cas). De même, entre les deux lacs principaux de Crupillouse (fig. 36), les micaschistes sont emballés dans des migmatites nébulitiques à fréquentes bouffées granitiques ; ce petit granite gris migmatitique est riche en porphyroblastes de feldspath potassique. Inversement, près du torrent de Bécé, ce sont des amas de pegmatite à muscovite (fig. 37) et des filonnets de quartz qui s'installent dans les zones de plis, les charnières éclatées et les parties boursoufflées ; mais à quelques mètres de là, le grain devient plus fin et des taches aplitiques apparaissent, sans muscovite, avec des alignements fantômes de biotite.

Les passées proprement migmatitiques font en fait beaucoup plus tache d'huile ; lorsqu'elles sont interfoliées, elles forment des bancs à contact sinueux. Elles ont tendance à s'étendre à toute la masse du micaschiste, à la digérer, comme en témoignent les schlierens du granite, tandis que ne subsistent plus que quelques poissons schisteux (fig. 36).

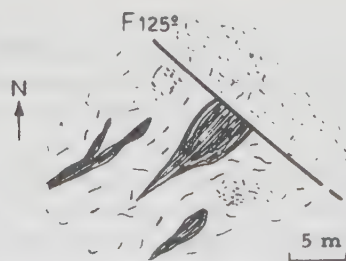


Figure 36 - Schéma d'un affleurement des micaschistes de Champoléon, subsistant sous forme d'enclaves emballées dans un granite migmatitique à schlierens micacés (entre les deux lacs de Crupillouse).

Les passées et filons aplopegmatitiques à muscovite ont au contraire tendance à être plus sécants (Pl. XIX, fig. 1). Ils recoupent les gneiss sans souci de la foliation, à la faveur de petits plis ou de décrochements. Sur leur bordure, on observe souvent la formation d'une bande pegmatitique, tandis que les biotites du micaschiste ont tendance à se chloritiser et ceci même dans les fissures qui n'ont pas été envahies par ces aplopegmatites mais qui les prolongent.

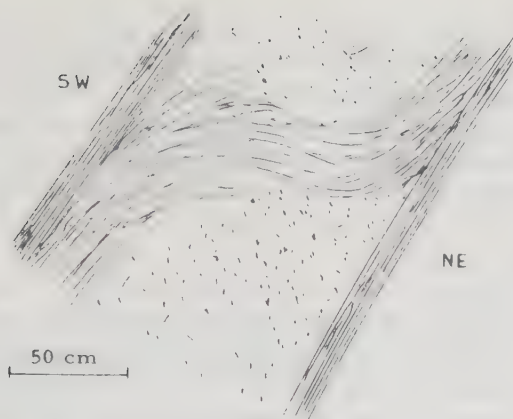


Figure 37 - Affleurement de mica-schistes plissés et envahis par un matériel pegmatitique (200 m à l'W du torrent de Bécé, P.Q64).

Enfin, on rencontre parfois (Aiguille des Péous, base ouest) des enclaves leucocrates à coeur de gneiss oeilé, ceinturées de granite migmatitique apparaissant lui-même en poche dans les micaschistes.

b - Au microscope

1. Micaschistes à biotite et grenat

Ce sont les plus courants ; la figure 2 de la planche XIX donne une bonne idée de ces roches à grain très fin (0,1 mm) où la biotite dessine de façon rigoureuse la schistosité. Leur composition minéralogique est habituellement la suivante :

quartz	28 %	(épidote-clinozoïsite)
oligoclase-andésine	30 %	apatite
biotite (chlorite)	38 %	sphène
grenat	2 %	zircon
(cordiérite altérée)		(sagénite)
		minerais 2 %

(proportions volumiques approximatives calculées à partir d'un comptage de 300 points sur l'échantillon P.Q6E*b. La finesse du grain rend souvent aléatoire la distinction quartz-plagioclase lorsque ce dernier n'est ni altéré ni maculé).

L'assemblage quartz-plagioclase a une texture en mosaïque. La biotite forme des plages trapues ou de minuscules paillettes (0,01 mm) aux jointures de la mosaïque quartzofeldspathique ; son plan de clivage est à 80 % disposé selon la schistosité. Le grenat est le minéral de plus forte taille : arrondi et poecilitique il peut dépasser 2 mm de diamètre. L'altération des minéraux est très faible ; elle se limite à des débuts de séricitisation et de chloritisation ; seules les très rares occurrences de cordiérite sont totalement pinitisées.

Parmi les minéraux accessoires, on notera l'abondance des minerais, le caractère souvent arrondi des zircons.

Un autre caractère important de la texture de ces roches est leur "litage" parallèle à la schistosité. Voici un exemple de succession de lits (P.Q6E*b) :

- 2,5 mm, lit riche en plagioclases, biotite et opaques (> 5 %) ;
- 0,4 mm, liseré très micacé à cordiérite (? 3 cristaux douteux) ;

- 0,7 mm, lit leptynitique riche en quartz, en grenat ;
- 2,5 mm, moyennement micacé, à grenat et minéral abondant à habitus rectangulaire ;
- 3 mm, lit peu micacé, riche en grenats de grande taille (jusqu'à 2 mm) ;
- 0,4 mm, lit discontinu très micacé, riche en grenats, opaques assez abondants ;
- 2.5 mm, lit leptynitique très riche en quartz, grenatifère ;
- 3 mm, lit peu micacé, très riche en plagioclase ;
- etc.

Ces successions de petits lits, à composition minéralogique très différente, rendent évidemment peu précise l'estimation d'une composition moyenne. D'autre part, cette structure rappelle évidemment celle de dépôts sédimentaires finement lités, tour à tour gréseux et pélitiques, dont on ne retrouve ici aucun critère de polarité. Notamment, le passage d'un petit lit leptynitique aux lits micacés qui l'encadrent semble se faire de deux côtés par une augmentation rapide mais progressive de la charge en micas. Il peut s'agir d'une structure transposée, mais on sait également que le graded bedding n'est net et constant que dans les turbidites. Cette observation ne constitue donc pas un argument à l'encontre d'une origine sédimentaire éventuelle de ces micaschistes.

2. Micaschistes à amphibole

Ce ne sont que des cas particuliers, peu fréquents, des précédents. L'amphibole apparaît à la faveur des petits lits dont il a été question ci-dessus.

Il s'agit d'une actinote peu pléochroïque en très fines baguettes allongées dans la schistosité, avec toutefois moins de constance que les biotites. Par endroits, ces amphiboles peuvent se concentrer dans de petites amandes millimétriques qui miment un gros cristal poecilitique, mais sont en fait composées d'une multitude de petits cristaux.

3. Les formes de passage au granite migmatitique

Ce sont les micaschistes que l'on rencontre le plus fréquemment : la texture très finement orientée se relâche, se distend, tandis que la taille des cristaux augmente et que de nouveaux minéraux apparaissent. Ce sont essentiellement (par ordre d'abondance croissante) : la sillimanite (fibrolite), la cordiérite, la muscovite.

La sillimanite n'apparaît que très rarement en paquets flexueux associés à la biotite (Chinner, 1961). Dès qu'apparaît la cordiérite, la biotite et le plagioclase ont tendance à être plus altérés. La cordiérite se développe aux dépens de la biotite selon la réaction classique :



La cordiérite, millimétrique, xénomorphe, est toujours pinitisée (Pl. XIX, fig. 4) (restes exceptionnels de portions d'individus au cœur de quelques cristaux). Enfin la muscovite semble à son tour avoir remplacé l'ensemble de ces minéraux (Pl. XVIII, fig. 3).

Sur le plan de la texture, c'est l'augmentation de la taille des minéraux qui est la plus frappante : le quartz recristallise en plages plus grandes, tandis que le plagioclase prend un habitus elliptique. La blastèse du plagioclase repousse les paillettes de biotite qui forment une ceinture autour de lui : ainsi naît la texture cloisonnante (Pl. XIX, fig. 3).

Comme il a été dit lors de la description macroscopique, le passage progressif au granite migmatitique se fait d'abord préférentiellement selon de grandes bandes interfoliées puis s'étend en tache à toute la roche. Ainsi au microscope voit-on parfois apparaître la texture et les minéraux nouveaux dans un petit lit millimétrique qui peut s'arrêter en pointe, se boudiner, ou s'étendre tout à coup à travers la lame (Pl. XIX, fig. 2).

4. Origine des micaschistes du col de Champoléon

Géométriquement ces micaschistes, malgré des torsions et découpages tectoniques qu'ils ont subi forment une seule bande continue et à peu près rectiligne. Le contact avec les gneiss oillés de Crupillouse qui les enserme, a malheureusement été oblitéré par la migmatisation, postérieure à leur mise en place. Mais des enclaves de gneiss oillés subsistent dans les micaschistes de Champoléon ; ce sont probablement des panneaux de l'éponte du filon entraînés ou tombés lors de son remplissage.

Je vois plusieurs explications possibles quant à leur origine :

1/ Il s'agit d'un ancien filon basique, de type lamprophyrique, mis en place dans le massif granitique de Crupillouse avant sa gneissification et, bien sûr, sa mobilisation partielle (cf. : 6-origine des gneiss oillés de Crupillouse) ;

2/ Il s'agit d'un ancien filon clastique, mis en place selon un mécanisme analogue à celui décrit par P. Bordet (1961 c) pour les bandes liasico-triasiques incluses dans le cristallin de la Croix de Cassini (celles-ci datent d'une phase posthume de l'orogénèse hercynienne) ; cette hypothèse rejoint en fait la suivante :

3/ Il s'agit d'un ancien niveau grauwaackeux affleurant selon une bande synclinale très pincée. Cette hypothèse comme la précédente suppose la mise en place tectonique d'une portion des assises sédimentaires surincombantes. Le fin rubanement lithologique observé dans les micaschistes de Champoléon est un argument en faveur de ces hypothèses ; par contre, on ne trouve pas de trace de la large zone mylonitique qui devrait accompagner les micaschistes dans ce cas ;

4/ Il s'agit d'un niveau interstratifié dans les gneiss oillés. Cette hypothèse est peu vraisemblable ; les micaschistes ne forment en effet qu'un seul niveau et leur passage aux gneiss oillés n'apparaît absolument pas continu.

Au total, je pencherai plutôt vers la première hypothèse qui présente l'avantage d'expliquer l'existence de panneaux de gneiss oillés non déformés dans les micaschistes de Champoléon.

2/ Les filons à tourmaline (Pl. XX)

J'ai rencontré de très nombreux filons à tourmaline dans le massif méridional de Crupillouse ; dans tout le reste du Haut-Dauphiné, ils sont exceptionnels. J'en distingue deux types :

1/ les pegmatites à quartz-feldspath-muscovite et tourmaline ;

2/ les filons bréchiques de tourmalinite (sur lesquels Vernet avait attiré mon attention dès le début) (Pl. XX, fig. 1 à 3).

Le premier type, peu fréquent, fait partie du système aplopegmatitique décrit précédemment. Ce sont des filons de quelques centimètres à 20 cm d'épaisseur, à épontes assez contournées, à grain centimétrique, où la tourmaline forme de grands prismes noirs allongés à section triangulaire courbe. J'en ai trouvé les plus beaux exemples à l'Ouest du col de Parières et au Nord du col des Lauzières.

Le deuxième type, très fréquent, se voit bien en montant aux lacs de Crupillouse par le sentier, particulièrement en rive gauche du torrent (Pl. XX, fig. 1 à 3). Là (P.P53, 2380 m), les gneiss nébulitiques polis par les glaciers sont lardés de filons noirs parallèles pouvant atteindre 20 cm d'épaisseur. Leur structure est bréchique : des blocs anguleux de taille variable sont emballés dans une matière noire à grain très fin. Parfois, lorsque le filon est très épais et homogène, comme à l'Est du lac de Cédéra (P.S92, 2660 m), la masse noire prend une teinte bleu profond. Ce n'est qu'au microscope que l'on peut reconnaître (Pl. XX, fig. 4) de minuscules cristaux trapus de tourmaline (0,01 à 0,1 mm) formant un feutrage monocristallin qui englobe parfois des plages de quartz tordu (rares cristaux de plagioclase). Ces cristaux sont zonés : verdâtres au centre, brun jaunâtre autour.

a - Nature de la tourmaline

Deux échantillons ont été étudiés : P.O41 de l'arête nord du pic de Parières, pegmatite à tourmaline ; P.P42* du col des Lauzières, tourmalinite.

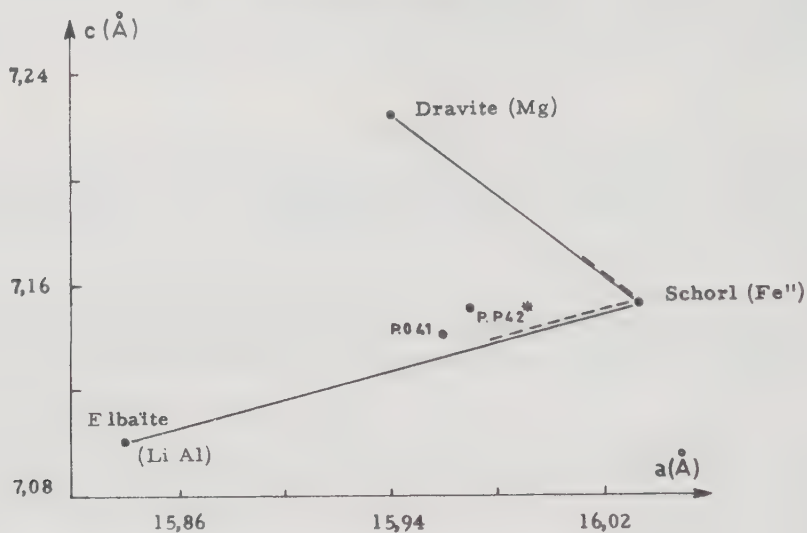


Figure 38 - Dimensions de la maille des tourmalines.
P.O41 pegmatite ; P.P42* tourmalinite.

Aux rayons X, les distances interréticulaires suivantes ont été mesurées :

hkl	P.O41	P.P42*
101	6,40	6,38
021	4,98	4,98
300	4,62	4,63
211	4,23	4,23
220	3,99	4,00
012		3,47
122		2,957
051		2,579
232	2,385	2,380
511	2,344	2,348
502	2,192	2,188
431	2,164	2,167
303	2,119	2,116
152	2,039	2,040
342	1,916	1,918
413	1,869	1,872
333/104	1,774	1,775
271	1,641	1,643
550	1,594	1,595
054	1,500	1,502
244	1,475	1,475
514	1,450	1,451

On voit que ces tourmalines sont très semblables.

Puis les paramètres ont été calculés en se basant sur les raies hkl 502-431-303-342-413-621, c'est-à-dire pour un angle θ variant de $20^{\circ}10'$ à $24^{\circ}80'$. La précision des mesures vérifiées par le passage d'un échantillon de quartz (raies 202 et 201) est de $2 \times 10^{-3} \text{ \AA}$. Résultats obtenus :

	502	431	303	342	413	621
P.O41	2,186	2,164	2,116	1,916	1,868	
P.P42*	2,188	2,166	2,118	1,920	1,872	1,853

Lors de l'interprétation, les paramètres a et c de la maille des tourmalines ont été calculés sur les raies 502 et 303 ; les autres raies sont en effet dédoublées car le réseau n'est pas vraiment hexagonal :

	<u>P.O41</u>	<u>P.P42*</u>
a	15,96 $\overset{\circ}{\text{A}}$	15,97 $\overset{\circ}{\text{A}}$
c	7,14 $\overset{\circ}{\text{A}}$	7,15 $\overset{\circ}{\text{A}}$
c / a	0,447	0,448

La figure 38 montre que la maille de ces tourmalines est proche du pôle ferrique schorlite (Deer, Howie, Zussman, 1963-1965) :



avec une certaine attirance vers le pôle magnésien de la dravite, surtout pour l'échantillon P.P42* de la tourmalinite.

L'analyse chimique du seul échantillon P.P42* a donné les résultats suivants :

SiO ₂	39,21	si =	6,05
Al ₂ O ₃	32,02	al =	5,81
Fe ₂ O ₃	2,11	fe''' =	0,24
FeO	7,36	fe'' =	0,95
MnO	0,10	mn =	0,01
MgO	3,00	mg =	0,69
CaO	0,77	ca =	0,13
Na ₂ O	2,15	na =	0,55
K ₂ O	0,31	k =	0,06
TiO ₂	0,59	ti =	0,07
P ₂ O ₅	0,09		
B ₂ O ₃	9,09	b =	2,40
F	0,44	f =	0,20
P.F.	2,52		
Total	99,76		

La formule structurale calculée sur la base de 27 O donne le résultat de la colonne de droite où l'on remarque tout de suite les valeurs très faibles de Y (0,77) et X (0,74) par rapport à la formule théorique générale des tourmalines.



Le rapport mg/fe # 0,69 correspond bien à une prédominance du fer, mais est plus fort que celui qu'on aurait pu prévoir à partir de la seule analyse aux rayons X. Ainsi le déficit du site Y est-il peut-être dû en partie à un départ de fer du réseau, fer que l'on retrouverait dans les nombreux amas rouillés qui jalonnent souvent les filons de tourmalinite.

Au total, les deux tourmalines étudiées, ferromagnésiennes et peu fluorées sont très semblables. On peut penser, bien que je n'ai jamais vu sur le terrain de passage progressif entre les deux types de filon, qu'ils ont une même origine.

b - Origine des filons à tourmaline

Les filons à tourmaline admettent une direction préférentielle de mise en place (fig. 39) ; ce sont des plans de fracture d'âge probablement tardif comme l'indique la nature bréchique du remplissage.

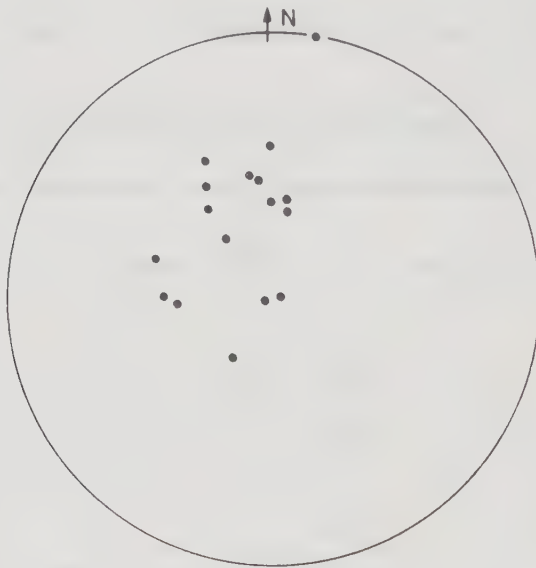


Figure 39 - Stéréogramme des directions et pendages de filons de tourmalinite du massif méridional de Crupillouse (Hémisphère supérieur).

Labernardière (1967) a traité de formations semblables rencontrées dans la zone broyée d'Argentat (Corrèze) : "l'ultramylonite noire a une structure de brèche : les fragments de quartz, plus rarement de feldspaths, sont emballés dans une matrice verdâtre pouvant constituer des bandes sinueuses sensiblement parallèles...". Le grain très fin (< 0,05 mm) de cette matrice n'a permis que des estimations indirectes de sa composition : quartz (51 %), tourmaline (45 %) et oxydes de fer. Ces ultramylonites noires sont associées à des ultramylonites blanches (leucogranites écrasés) dans une bande écrasée de 1,5 à 2 km d'épaisseur qui sépare les schistes cristallins

du Limousin à l'Ouest, du complexe de Millevaches à l'Est. Enfin, "ces ultramylonites se présentent sous forme de bandes, de puissance variable (1 mm à 1 m)" de direction à peu près constante : N 150° à 180° et pendage de 40° à 80° ouest.

On voit que l'analogie des deux formations est très poussée. Labernardière ne donne malheureusement aucune précision sur l'âge possible de ces formations.

Dans le cas de Crupillouse, nous avons vu que les pegmatites à tourmaline appartenaient à la génération des aplopegmatites, postérieures à la migmatisation générale. Aussi j'envisage que les filons à tourmaline appartiennent aux derniers stades de la mise en place des aplopegmatites, c'est-à-dire, puisque celles-ci seraient dans tout le massif associées à la granitisation hercynienne, qu'ils seraient tardi-hercyniens et dateraient du début de la phase de détente. Les fractures formées au cours de la remontée auraient été pour la plupart remplies de pegmatite à tourmaline, broyée et ultramylonitisée lorsque les mouvements se poursuivaient.

4 - STRUCTURES DE L'ENSEMBLE DES GNEISS OEILLÉS DE CRUPILLOUSE

Dans les gneiss oeillés, les gneiss amygdalaires et les micaschistes du col de Champoléon, on suit facilement sur le terrain une foliation générale qui montre une certaine constance sur des distances assez grande, de l'ordre de la centaine de mètres : cette foliation est marquée par l'allongement des yeux feldspathiques et des micas noirs selon un plan de schistosité S_1 .

Dans les zones nébulitiques et migmatitiques, cette foliation devient beaucoup plus aléatoire, s'estompe et se plissote (fig. 40). A une échelle plus petite, on peut d'ailleurs se rendre compte que les micas noirs ont la plupart du temps recristallisé selon un allongement différent de S_1 . Cette désorganisation de la structure primaire de la roche correspond dans les gneiss bien réglés à la naissance de très nombreux plis et plissotements dont quelques-uns sont donnés sur la figure 43. Ces plissotements conduisent généralement à l'apparition d'une schistosité de crénulation S_2 : (fig. 41 et fig. 43 i) : la foliation des gneiss selon S_1 est plissotée, et interrompue brusquement suivant des plans S_2 que soulignent des alignements micacés. L'apparition de cette schistosité S_2 se fait de façon très typique en bordure des zones migmatisées.

Postérieurement à ces deux phénomènes, on peut encore observer de petits plis souples centimétriques : des knickens à axe généralement vertical (fig. 43 h).

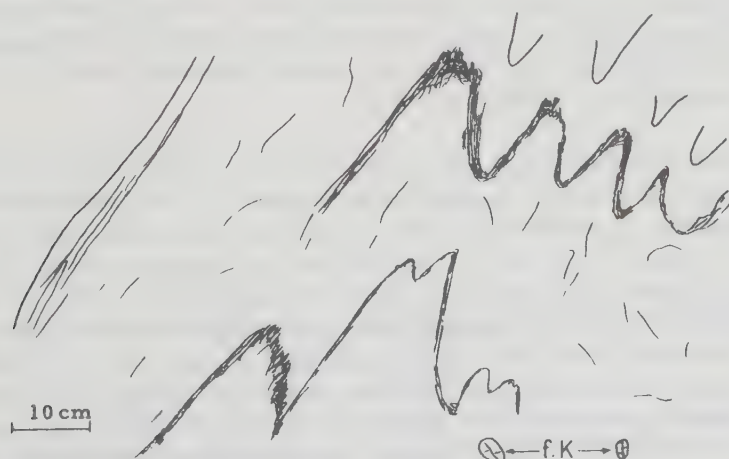


Figure 40 - SSW Lacs de Crupillouse, promontoire 2691
dans gneiss nébulitiques.

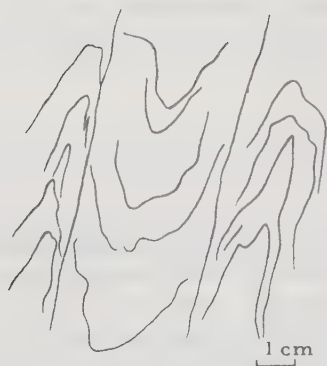


Figure 41 - Apparition d'une schistosité de cré-nulation S_2 dans les gneiss amygdalaires de Crupillouse. (Eboulis du Serre-Chaud au-dessus des Auberts-en-Champoléon, 1530 m environ).



Figure 42 - Aspect des gneiss de Crupillouse en rive gauche du val Estrèche.

Dans le massif septentrional, il est souvent difficile de distinguer la foliation des gneiss à cause de leur écrasement. Aussi ne faut-il pas s'étonner que sur le stéréogramme de la figure 44, les foliations se disposent surtout selon l'axe d'allongement du massif. On trouverait d'ailleurs que les nombreuses fractures d'importance locale que l'on observe ont une direction semblable.

Dans le massif méridional, l'horizon des micaschistes de Champoléon donne une bonne idée de la simplicité d'architecture du massif : du col de Champoléon jusqu'en rive gauche du Drac, le massif a été tordu par un axe N 165-30 W (axe 2 de la figure 45) qui ne masque pas totalement des torsions locales selon des axes subhorizontaux N 20 à N 45 (axes 1 de la figure 45). Sur le terrain, ces deux générations d'axes de plis se retrouvent, dans les micaschistes comme dans les gneiss oeillés, 2 postérieur à 1.

Les gneiss oeillés montrent un groupement assez compact de leurs foliations (fig. 45). La grande unité de ces gneiss oeillés réside dans la régularité de la direction des linéations (N 110 à N 130) qui coïncide avec la direction de nombreux microplis relevés dans les gneiss oeillés. Cette linéation correspondrait à la linéation en B (Turner et Weiss, 1963 ; Touret, 1969), dont on sait (Collomb et Ellenberger, 1966) que son "extension régionale ne peut guère se concevoir qu'en l'absence de déplacements relatifs d'une certaine ampleur". Comme Touret en faisait l'hypothèse à propos du cas structuralement très comparable des gneiss oeillés de Vegarshei et de Gjerstad en Norvège, le développement de la linéation régionale suppose "que la pression de confinement soit forte, donc que le niveau de déformation soit relativement profond" (1969, T. III, p. 69). Dans les massifs de Crupillouse j'ai observé de nombreux kink-bands dirigés approximativement à 45° de la linéation, ce qui permet d'avancer que la contrainte principale de compression était sensiblement dirigée selon l'actuel allongement des massifs.

Au total, les massifs de gneiss oeillés présentent une homogénéité structurale massive qui révèle deux phénomènes tectoniques principaux :

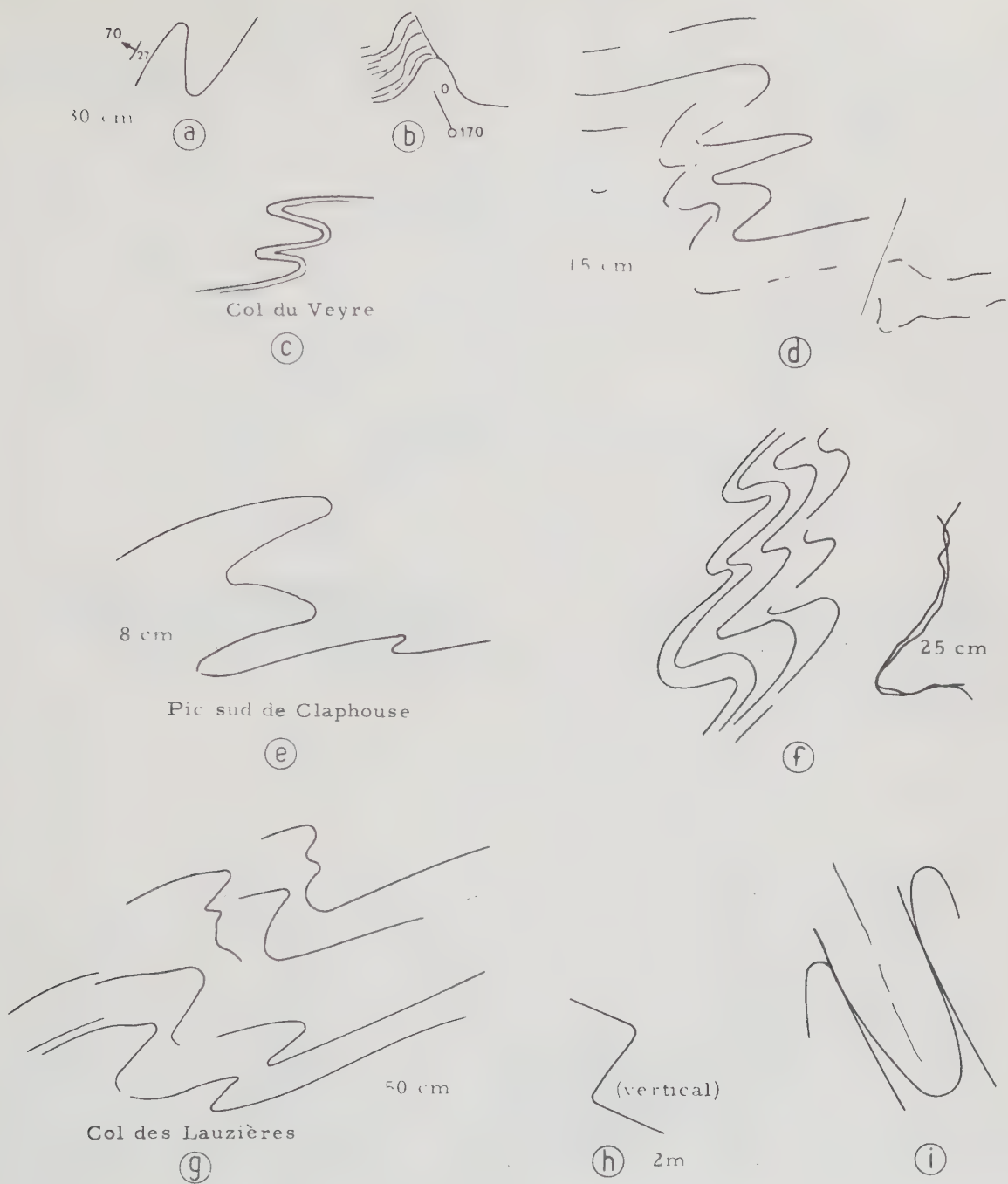


Figure 43 - Allure de quelques plis et plissements des gneiss de Crupillouse.

- la formation ancienne, dans un domaine profond, d'une linéation régionale, antérieure à la mobilisation générale, mais qui n'a pas été sensiblement déformée par celle-ci ;
- l'acquisition récente, probablement alpine, de leur structure arquée, calquée par le sédimentaire qui les borde.

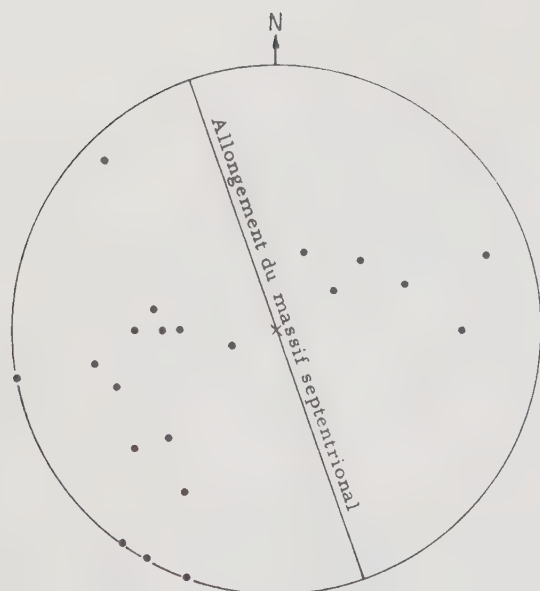


Figure 44 - Foliations des gneiss oillés du massif septentrional de Crupillouse. Elles sont surtout parallèles à l'allongement du massif (110°). (Hémisphère supérieur). Canevas de Wulff.

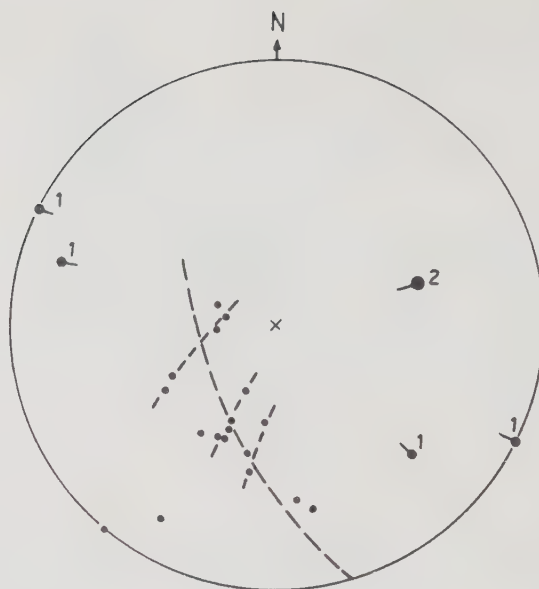


Figure 45 - Stéréogramme des schistosités des micaschistes de Champoléon. (Hémisphère supérieur). Canevas de Wulff.



Figure 46 - Stéréogramme des foliations des gneiss oillés de Crupillouse, massif méridional. (Hémisphère supérieur). Canevas de Wulff.

5 - PRÉSENTATION CHIMIQUE DE L'ENSEMBLE DE CRUPILLOUSE

Les teneurs en éléments majeurs de neuf échantillons ont été déterminées (quantomètre du C.R.P.G., analyses en annexe II) :

- six sont des échantillons des gneiss oeillés sensu lato :

- | | | |
|---|----------|---|
| 1 | P. R6A* | gneiss oeillé sensu stricto |
| 2 | P. R52* | gneiss oeillé en voie de granulation |
| 3 | P. O41* | gneiss amygdalaire |
| 4 | P. Q61a* | } gneiss nébulitiques |
| 5 | P. Q81* | |
| 6 | N. I71* | gneiss du massif septentrional, très écrasé et altéré |

- trois sont des échantillons de micaschistes :

- | | | |
|---|----------|-------------------------------------|
| 7 | P. Q6E* | micaschiste typique |
| 8 | P. Q6F* | micaschiste à ocelles de feldspaths |
| 9 | P. O62a* | micaschiste écrasé. |

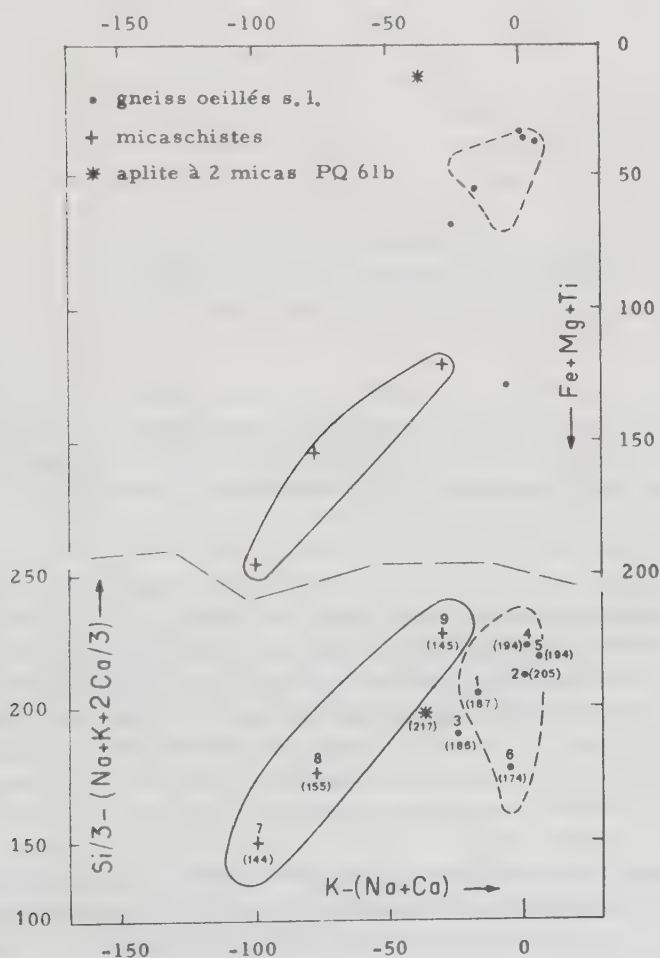


Figure 47 - Diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964) pour l'ensemble de Crupillouse (explication du diagramme en annexe). En tiretés, aire d'extension du granite de Pétarel.

Sur les figures 47 et 48 le caractère siliceux et alcalin (potassique) des gneiss oeillés "sensu lato" ressort bien. Si l'on ne tient pas compte de l'échantillon 6, probablement lessivé lors de son écrasement et de son altération (il est situé près de la bordure du massif septentrional) l'homogénéité est assez bonne : seul l'échantillon 3 du sommet du Pic de Parières s'écarte du groupement.

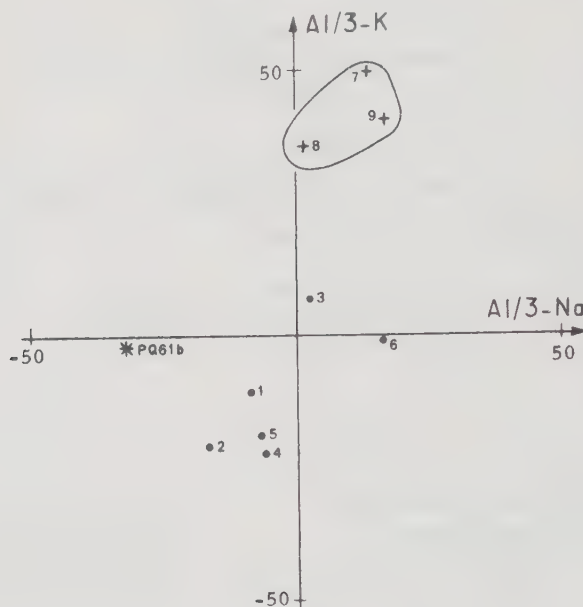


Figure 48 - Diagramme Al Na K de H. de La Roche pour l'ensemble de Crupillouse.

De l'échantillon 1 à l'échantillon 5, la granulation et la mobilisation vont croissant. Il ne semble pas que celle-ci s'accompagne de transferts chimiques importants et systématiques. La granulation des gneiss oeillés est un phénomène essentiellement isochimique. Par contre la mise en place des filons aplopegmatitiques rompt cette homogénéité (voir l'échantillon P.Q.61b* d'aplite, sécante dans l'échantillon 4).

Sur la figure 47 j'ai reporté l'aire d'extension du granite du Haut-Dauphiné qui se rapproche le plus de ces gneiss oeillés : le granite de Pétarel (cf. plus loin). Cette comparaison n'est pas aléatoire : situé dans l'exact prolongement du massif méridional de Crupillouse, le granite de Pétarel est un granite à tendance porphyroïde, pauvre en enclaves, à structure probablement concentrique, qui se distingue assez nettement des autres granites du Haut-Dauphiné. De plus, dans l'ordonnance assez régulière qui fait croître l'acidité et l'alcalinité des granites depuis le Sud-Ouest vers le Nord-Est, il apparaît comme une particularité, une anomalie. Toutes ces considérations que je reprendrai plus loin, m'amènent dès maintenant à avancer l'hypothèse d'une filiation possible entre les gneiss oeillés de Crupillouse et le granite de Pétarel.

Quant aux micaschistes, ils montrent d'assez grandes variations, notamment quant à leur teneur en Ca, Fe et Mg. L'échantillon 7 est probablement le plus représentatif des micaschistes non modifiés par la granitisation ou l'altération. Il a une composition granodioritique et correspond assez bien à l'analyse moyenne que donne Daly (1914, p. 447) de dix andésites micacées. La charge en alcalins de ces micaschistes reste cependant assez constante et faible quand on songe au milieu très alcalin qui les entoure.

6 - ORIGINE DES GNEISS OEILLÉS DE CRUPILLOUSE

Trois traits principaux ressortent de l'étude des gneiss oeillés à travers la mobilisation qui les a largement affectés : leur homogénéité et leur absence d'enclaves ; leur relative simplicité d'architecture ; leur composition granitique.

Les gneiss oeillés sont des roches très répandues dans les complexes métamorphiques où elles peuvent former, soit des passées ou horizons localisés, soit des massifs. Quatre hypothèses sont généralement avancées pour expliquer l'origine des différentes variétés de gneiss oeillés en massifs :

1/ Hypothèse métasomatique (Touret, 1969, T. III)

C'est l'interprétation retenue par cet auteur pour les massifs de gneiss oeillés de Vegårshei-Gjerstad en Norvège méridionale. Ces gneiss oeillés sont des roches déformées et rétro-morphiques (blastomylonites) qui présentent une grande variété de types pétrographiques avec passage progressif de l'un à l'autre et de très nombreuses enclaves ; roches plus récentes que les migmatites, elles sont caractérisées par la blastèse précoce du plagioclase et son remplacement ultérieur par le microcline ; enfin les yeux feldspathiques sont de nature porphyroclastique et non porphyroblastique. Aussi Touret admet-il que "ces roches proviennent de la feldspathisation de roches supracrustales ou de migmatites sous l'influence des solutions hydrothermales riches en silice et en potassium libérées lors de l'évolution rétro-morphique par les masses mobilisées lors du paroxysme migmatitique, et dirigées vers un domaine privilégié par le jeu des contraintes tectoniques régionales" (p. 82).

Il est difficile d'envisager qu'un processus semblable ait pu présider à la formation des gneiss oeillés de Crupillouse "sensu stricto", alors qu'aucune phase migmatitique antérieure n'est connue, que les yeux sont toujours formés de feldspath potassique sans qu'apparaisse jamais un stade plagioclastique précoce et qu'aucune variation interne n'a pu être mise en évidence. Par ailleurs, la forme générale des massifs norvégiens est très allongée, ce sont en quelque sorte des linéaments, des zones de cisaillement sans lesquelles une métasomatose régionale peut difficilement se concevoir. On ne peut en dire autant des massifs de Crupillouse : si le massif septentrional apparaît comme une amande très aplatie dans un secteur très affecté par la tectonique alpine (bandes sédimentaires pincées), le massif méridional a une forme beaucoup plus ample qui ne semble nullement être orientée selon une direction privilégiée.

2/ Hypothèse anatectique

Dans cette hypothèse, les gneiss oeillés proviennent de la réorganisation d'un ensemble métamorphique préexistant, par anatexie à grande profondeur. On peut envisager que cette transformation se fasse globalement de façon isochimique ou au contraire fasse intervenir quelques migrations de matière. Ce processus granitisant peut aboutir à la formation de massifs de grande ampleur, parfois nombreux, "en troupeaux de dômes". On trouve de bons exemples de ce type de roche dans les vieux boucliers, comme par exemple en Scandinavie ("mantled gneiss domes" d'Eskola), en Rhodésie, etc. On imagine que deux stades successifs interviennent dans la formation de ces dômes ; dans un premier stade l'anatexie conduirait à la formation d'un granite migmatitique ; dans un deuxième stade, à la faveur du développement des pressions anisotropes dans un métamorphisme ultérieur, la roche prendrait sa structure gneissique oeillée.

Selon ce schéma dont les bases n'ont jamais été très bien assurées, l'acquisition de structures en dômes semble caractéristique. Dans le cas de Crupillouse, les contacts avec les formations sont toujours tectoniques ; on ne connaît donc pas l'étendue initiale de ces massifs. D'autre part, les effets de la migmatisation puis de la tectonique alpine postérieures ont largement oblitéré les caractères originels. Compte tenu de ces réserves on peut quand même dire, qu'aucune structure concentrique de type dôme n'est apparue.

Quant au reste, cette hypothèse implique une conception du déroulement des phénomènes très semblable à celle de la quatrième hypothèse, envisagée ci-après : formation d'un granite, acquisition du caractère oeillé. Par rapport à l'hypothèse orthogneissique simple, l'hypothèse anatectique ne fait que restreindre la nature du granite et resserrer l'histoire de la roche à l'intérieur d'un même cycle.

3/ Hypothèse isochimique para (Weisbrod, 1970, T. I)

Les gneiss oeuillés dérivent alors par simple métamorphisme, de formations sédimentaires ou volcanosédimentaires quartzofeldspathiques : arkoses, conglomérats pour les roches sédimentaires ; tufs acides, ignimbrites dans le cas des roches volcanosédimentaires.

Dans le cas des Cévennes médianes dont la nature sédimentaire originelle a été montrée (Weisbrod, 1970, T. I), on trouve à l'intérieur des bandes de gneiss oeuillés de nombreuses intercalations concordantes de leptynites et de quartzites, des passages latéraux de faciès, un rubanement assez général. "L'association irrégulière mais constante" de ces caractères est précisément typique d'une "série détritique hétérogène quartzofeldspathique où se mêlent des matériaux d'origine volcanique acide peu dégradée". Son auteur a pu retrouver jusque dans le détail les caractères géochimiques et de nombreuses structures de la série volcanodétritique originelle.

A cette variété s'opposent l'homogénéité et l'absence d'enclaves des gneiss oeuillés de Crupillouse. On ne peut donc pas envisager que ceux-ci aient la même origine et la même histoire que ceux des Cévennes médianes. On pourrait toutefois imaginer qu'ils sont issus de formations beaucoup plus homogènes, soit de puissants dépôts arkosiques, soit d'une série volcanique acide dont on connaît effectivement en Haut-Dauphiné quelques exemples (cf. Les gneiss de l'Alpe-du-Pin, Plan-du-Lac, paragraphe VI), de chimisme d'ailleurs différent et d'âge plus récent. Dès lors il est bien certain que les critères de reconnaissance et de distinction par rapport à l'hypothèse suivante (ortho) deviennent bien ténus. Géochimiquement, on sait la convergence qui existe entre ces roches à faible degré de maturité sédimentaire et les roches granitiques. Si les critères de structure et d'homogénéité ne sont plus utilisables, si les relations avec les roches encaissantes sont inconnues, il n'y a pas non plus d'argument supplémentaire à tirer de l'étude de la morphologie des yeux qui seront dès le départ les mêmes pour une arkose et un granite. Notons toutefois que ce dernier cas envisagé est un cas extrême. Malgré la mobilisation et la tectonique ultérieures, il reste étonnant qu'aucune structure résiduelle ne soit apparue.

Enfin, si les gneiss oeuillés avaient une origine sédimentaire, les micaschistes de Champoléon auraient également toutes chances de l'être, et l'on devrait donc pouvoir observer sur le terrain un passage progressif des gneiss oeuillés aux micaschistes, une certaine hétérogénéité qui n'a jamais été observée.

4/ Hypothèse isochimique ortho

Les gneiss oeuillés dériveraient alors d'un ancien granite porphyroïde dans une transformation essentiellement isochimique. Un certain nombre de caractères spécifiques sont classiquement attribués à ce mode de formation (Guitard, 1965), notamment : l'homogénéité et la régularité de la composition chimique, la brutalité du contact avec les formations encaissantes ; la rareté et la petite taille des enclaves ; l'absence de zonation et de front basique ; un certain nombre de caractères des yeux feldspathiques.

L'homogénéité constitue bien une caractéristique majeure des gneiss oeuillés de Crupillouse. Si la nature et la structure des anciennes formations encaissantes n'est pas connue, il n'est pas impossible qu'elles soient représentées par certains gneiss à tendance oeuillée du massif du Sirac (face sud de la Pointe de Chabournéou) comparables aux gneiss des Bans (Pêcher, 1970) et aux gneiss laminaires de La Pilatte (cf. plus loin, III). Quoi qu'il en soit, l'homogénéité des gneiss de Crupillouse ressort encore plus nettement quand on les compare à l'ensemble des formations du noyau, à l'exception de la très particulière formation des gneiss oeuillés amphiboliques de l'Olan. Même dans ces derniers, il existe des enclaves alors qu'elles n'apparaissent jamais dans les gneiss oeuillés de Crupillouse.

Il n'a pas non plus été observé de zonation ou de front basique, mais cet argument négatif possède une faible valeur démonstrative.

Une grande part de l'argumentation repose souvent sur le caractère des yeux (Guitard, 1965) ; la spécificité de ces caractères a toutefois été largement mise en doute (voir Touret, 1969 ; Weisbrod, 1970, par exemple). Parmi ces caractères on a principalement cité : l'habitus automorphe des yeux ; l'existence d'inclusions plus ou moins concentriques orientées (zoning) ; l'occurrence d'une écorce plagioclasique sur le pourtour des yeux,

c'est-à-dire d'une texture "pseudo Rapakiwi" ; l'antériorité des yeux par rapport à la schistosité et au métamorphisme qu'indiquerait l'absence de lits biotitiques pénétrant dans les yeux.

Le deuxième et troisième point ont été largement contestés. On sait notamment que de véritables porphyroblastes formés par réaction à l'état solide peuvent présenter des inclusions orientées disposées en auréoles concentriques (Roubault, 1962). "Les porphyroblastes de feldspath qui se développent dans les gneiss sont capables de faire tourner les grains voisins de plagioclase afin de mettre en concordance leurs faces avec celle du feldspath potassique, puis de les incorporer sous forme de couches de grains orientés" (Smithson, 1965, in Touret, 1969). De même, pour Touret (1967, 1969), le remplacement d'un phénocrystal de plagioclase par le feldspath potassique déplacerait le plagioclase qui recristalliserait sous forme de petits cristaux sur les flancs du porphyroblaste de feldspath potassique ; ainsi se formerait la texture "pseudo-Rapakiwi". Cette texture a en tout cas été observée par cet auteur dans les gneiss ocellés métasomatiques de Norvège méridionale et ne peut être considérée comme un caractère spécifique des orthogneiss.

Par contre l'habitus parfois automorphe des yeux et le fait que les lits biotitiques ne pénètrent pas les yeux restent des indices d'une antériorité des yeux par rapport au métamorphisme et à la déformation. Est-ce à dire que ces yeux puissent être totalement hérités ? Certains yeux atteignent 15 cm, taille tout à fait inhabituelle pour les "dents de cheval" d'un granite ; aussi faut-il envisager de toute façon un stade précoce de porphyroblastèse qui peut, soit être lié à l'acquisition des caractères ocellés, soit lui être antérieur (origine ortho à partir d'une roche déjà porphyroblastique (Weisbrod, 1970, T. I, tableau p. 39).

Disons enfin qu'il n'est effectivement pas possible d'utiliser les caractères de symétrie cristallographique du feldspath potassique à des fins génétiques.

5/ Conclusion

Au total, il semble raisonnable de penser que les gneiss ocellés de Crupillouse proviennent de l'orthogneissification d'un massif antérieur de granite porphyroïde. D'ailleurs, en ce qui concerne les micaschistes de Champoléon, qui n'existent que dans un seul massif, ils correspondent vraisemblablement à un ancien filon de ce granite ; leur rubanement n'est pas en effet incompatible avec cette origine (Mehnert, 1968, p. 309 et suivantes). Même les filons tordus des pegmatites à tourmaline pourraient être envisagés comme la reprise d'anciens filons de ce granite.

Dans l'histoire postgranitique, c'est l'acquisition de la texture qui constitue le fait le plus important, aussi ce point sera-t-il développé dans la conclusion générale sur le métamorphisme.

II - LES GNEISS GRANITOÏDES DU PIGEONNIER (Pl. XXI et XXII)

La formation des gneiss granitoïdes du Pigeonnier occupe une grande partie (20 km² environ) du fond du Valgaudemar (fig. 49). Elle a été définie aux alentours du Refuge du Pigeonnier (2435 m) de part et d'autre de la crête de l'Orient.

1 - INTRODUCTION

1/ Extension (feuilles 20, 000e de Saint-Christophe-en-Oisans n° 6-7 et Orcières n° 3) (fig. 49 et 50)

Elle est limitée à l'Est par la grande bande amphibolique des Pics du Says - Aupillous - Jocelme, et vient comme elle buter au Sud sur la suture sédimentaire du col du Loup en Valgaudemar. Cette limite sédimentaire se poursuit au Sud-Ouest et à l'Ouest par la bordure du "synclinal triasico-liasique de Morges" et la suture sédimentaire du Riou de la Girardièrre - Ravin de la Ponche qui s'en échappe. Ensuite au NW, elle suit approximativement la courbe de niveau 2500 m au pied des parois terminales de l'Aiguille de la Muande - Roufies - Pointe Duhamel.

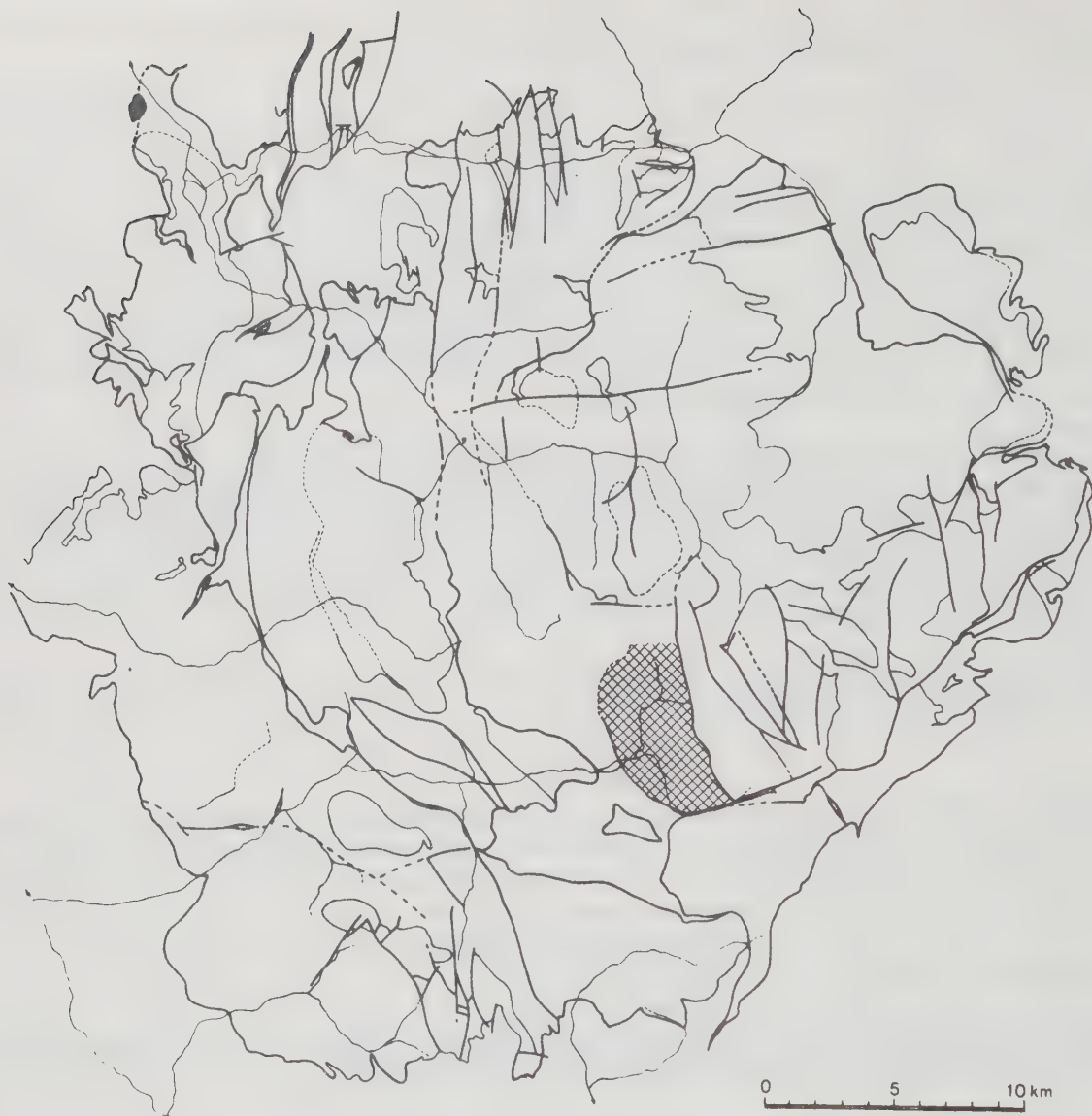


Figure 49 - Les gneiss granitoïdes du Pigeonnier.

Au Nord, sa limite m'est inconnue, n'ayant pas eu le loisir de parcourir la très longue arête des Pics du Vaccivier entre le col de la Muande Bellone à l'Ouest et le col du Chardon à l'Est. Elle n'atteint pas en tout cas la rive gauche du Glacier du Chardon.

2/ Morphologie, lieux d'observation

Relativement résistants et homogènes, les gneiss du Pigeonnier ont été creusés par l'érosion glaciaire en d'énormes cuvettes. Aussi leurs conditions d'affleurement sont-elles remarquables notamment sur les très beaux polis glaciaires qui dominent sur une grande étendue le chalet-hôtel T.C.F. du Gioberney.

Grâce à l'Administration des Eaux et Forêts et à la section de Gap du Club Alpin Français, d'excellents chemins ont été tracés dans cette zone. L'itinéraire suivant qui combine quelques chemins existants, permet de se faire une excellente idée de cette formation :

- départ du chalet-hôtel du Gioberney (1635) que l'on atteint en voiture (route goudronnée) ;
- montée au Lac du Lauzon (2020) par le sentier méridional ;
- traversée vers le Nord jusqu'au torrent de la Muande-Bellone où l'on rattrape le nouveau sentier du Refuge du Pigeonnier (2435) ;
- du refuge on peut faire une courte incursion vers le Nord-Ouest sur le sentier des Rouïes, mais surtout suivre le sentier horizontal qui franchit la crête de l'Orient et traverse vers l'Est sur les magnifiques po-lis glaciaires du Vaccivier ;
- de là reprendre le nouveau sentier qui descend à la cabane maintenant désaffectée du Vaccivier (2120) d'où l'on rejoint en moins d'une heure le chalet-hôtel du Gioberney.

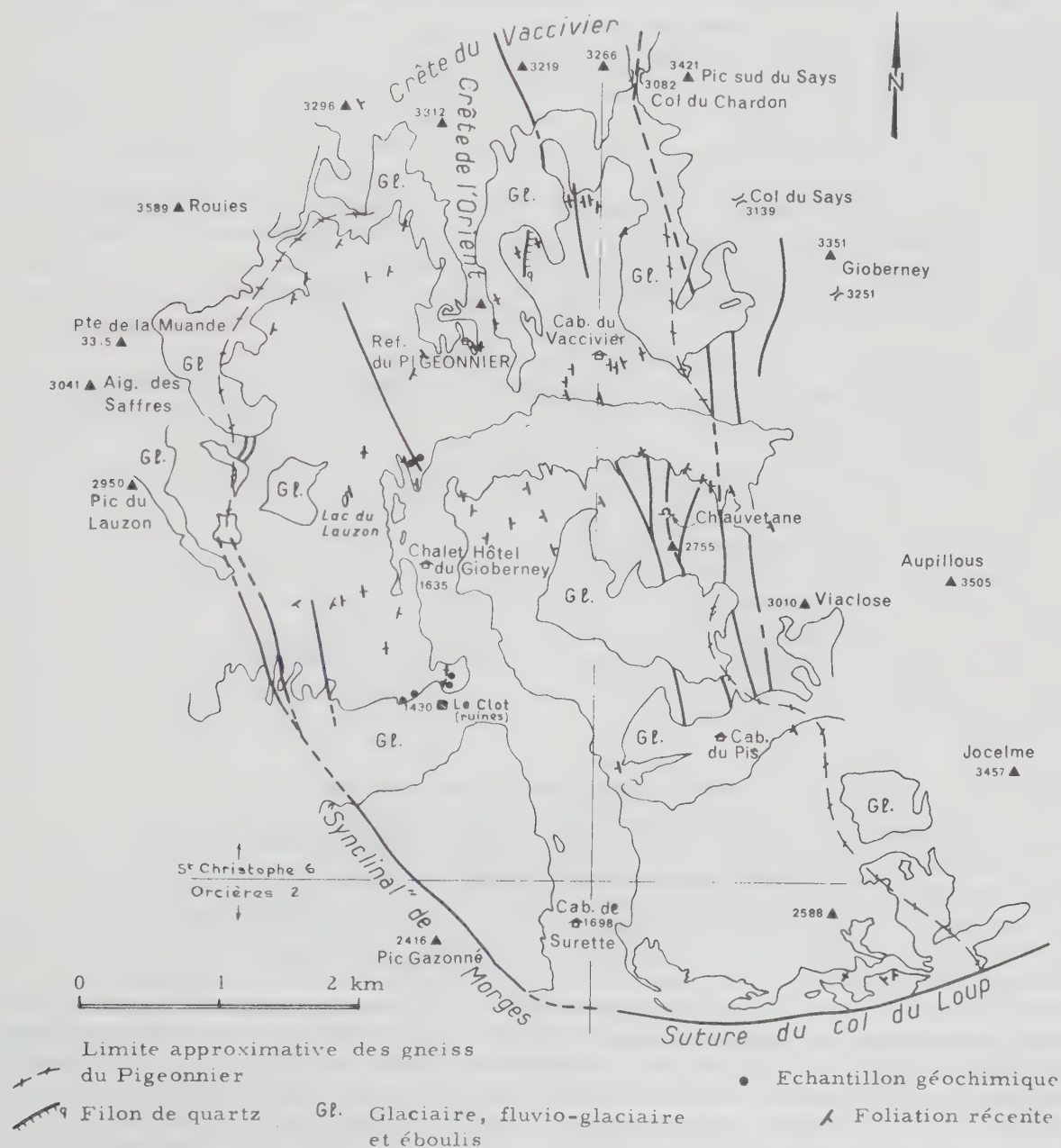


Figure 50 - Les gneiss granitoïdes du Pigeonnier.

2 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Aux alentours du refuge du Pigeonnier, et notamment dans les éboulis et sur la crête qui le domine (P.F71) on observe des gneiss à grain millimétrique, granitoïdes, leucocrates (Pl. XXI, fig. 1). Les alternances entre les lits sombres, moins épais, à chlorite (à biotite parfois), et les lits clairs très peu micacés, sont peu marquées. Ces lits sont souvent discontinus et apparaissent plutôt comme des "schlierens" parallèles. Lits plus sombres et lits plus clairs montrent une orientation faible mais certaine, plan axial des plissements. Lorsque le rubanement disparaît, le gneiss devient granitique, pas ou peu orienté. Ces parties granitiques à bordure floue forment des bandes sinueuses étranglées, boudinées par endroits et reproduisent grosso modo les plis qui affectent le matériel gneissique. Franchement postérieur à tout ceci apparaît un réseau plus ou moins développé généralement sécant, de filons d'aprites (P.F72*) et masses aplopegmatitiques, très clairs, à muscovite (Pl. XXI, fig. 6). Enfin, il y a des enclaves micaschisteuses à grain fin dans les gneiss (Pl. XXI, fig. 2) ; leur taille varie du décimètre à plusieurs dizaines de mètres de longueur, elles sont allongées selon la foliation générale et particulièrement abondantes dans la crête de l'Orient.



Figure 51 - Double migmatisation des gneiss du Pigeonnier. La première gneissification affecte irrégulièrement un matériel micaschisteux ; elle aboutit à la formation de gneiss à grain relativement fin. La mobilisation ultérieure transecte la structure planaire nette des premiers gneiss. On note au centre et à droite l'existence de plissements complexes. Le réseau d'aplopegmatites n'apparaît pas sur ce bloc du cirque du Vaccivier.

Plus à l'Est, dans le Vaccivier, non loin du sentier du Pas de la Vache, on peut observer ces mêmes septums à grain fin, boudinés, emballés dans des gneiss granitoïdes biotitiques à structure planaire nette, où se développent des passées granitiques leucocrates, de même granulométrie, interfoliées, mimant les plis qui affectent le matériel gneissique. Mais on observe également des lits et passées d'une matière granitique à grain plus grossier, montrant un léger liseré de biotite à leur bordure. Ces éléments n'épousent d'aucune manière les plis du matériel gneissique, mais peuvent parfois paraître plissés également (fig. 51). A ce matériel granitique de seconde généra-

tion semble être liée l'apparition de taches de pinite, d'ailleurs peu abondante dans le Vaccivier lui-même, plus fréquente dans les pols glaciaires très granitiques du pied WSW des Rouïes. Le tout est recoupé par les aplites et aplopegmatites leucocrates à muscovite dont il a été question au paragraphe précédent (Pl. XXI, fig. 6).

Cette observation faite un nombre limité de fois à propos des gneiss du Pigeonnier, rejoint celle que Pêcher et moi-même (1971 a) avons faite plus récemment à propos des gneiss du Doigt-de-Dieu à La Meije. Elle amène à envisager trois stades successifs : gneissification régionale accompagnée d'une légère mobilisation ; migmatisation beaucoup plus développée, aboutissant par places à la formation d'un granite d'anatexie ; développement d'un réseau aplopegmatitique en liaison avec la mise en place des granites.

1/ Les enclaves micaschisteuses

Fort analogues aux micaschistes de La Lavey dans leur aspect macroscopique, je les ai peu étudiées au microscope, ce qui explique probablement que je n'y ai jamais observé de sillimanite. Ce sont donc des roches à quartz - plagioclase - biotite plus ou moins chloritisée, (grenat), cordiérite. Parmi les minéraux accessoires, il est intéressant de noter que l'allanite apparaît assez fréquemment en gros cristaux de 0,5 à 1,5 mm.

Le contact de l'enclave avec le gneiss qui l'emballé peut être soit franc, soit progressif. Dans ce dernier cas, l'enclave est souvent découpée par un réseau de filonnets et taches granitiques, ce qui peut localement faire apparaître une structure agmatitique. Lorsque le contact est franc, il est la plupart du temps concordant mais souligné par une bande granitique de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur.

2/ Les gneiss granitoïdes

Comme il a été dit auparavant ce sont des gneiss leucocrates, à grain granitoïde millimétrique, à foliation nette mais discontinue.

Au microscope on reconnaît la paragenèse banale suivante (taille moyenne des minéraux : 0,5 à 2 mm) :

quartz	apatite
oligoclase	zircon
feldspath potassique	sphène)
biotite-chlorite	(épidote)
(muscovite)	minerais
(grenat)	
(cordiérite)	
(sillimanite ?)	

Tous les minéraux sont xénomorphes, seul le grenat apparaît souvent subautomorphe. Le plagioclase est un oligoclase toujours altéré en séricite, parfois jusqu'à le rendre méconnaissable. Le feldspath potassique n'est généralement pas quadrillé ; trois feldspaths potassiques séparés sur des affleurements distants de quelques mètres ont donné des résultats très différents : microcline maximum (P.I72*), mélange de microcline et d'orthose (P.I73*), orthose d'indice de triclinicité inférieur à 25 (P.I74*) ; son altération semble liée à la présence de filonnets sécants à quartz-chlorite-calcite et serait donc récente, la biotite est rarement totalement saine, sa couleur est brun orangé à brun brunâtre ; son altération en chlorite commence comme d'habitude par les clivages ; elle est parfois remplacée par le feldspath potassique (P.F71b) et souvent par le grenat. J'ai rarement pu observer la cordiérite saine (Pl. XXII, fig. 2), de plus, certains lits biotitiques montrent des cristaux totalement remplacés par des produits phylliteux alors que les plagioclases ne sont pas complètement séricitisés ; par comparaison avec des lames minces d'autres régions, je pense qu'il s'agit de cordiérite. Enfin la sillimanite fibreuse m'a semblé exister au moins une fois (P.I71*).

Le caractère le plus intéressant de ces gneiss réside dans les plissements décimétriques complexes qui les affectent (fig. 51, Pl. XXI, fig. 3 et 4). D'après les figures tourmentées qu'ils dessinent sur les surfaces planes des grands polis glaciaires du Vaccivier, il n'est pas douteux qu'au moins deux phases de plissement d'axe différent se sont succédées. Les replis isoclinaux de la dernière phase ont eu tendance à rendre parallèles les foliations en dehors des têtes de plis. Il s'ensuit que sur le terrain on peut facilement reconnaître une orientation statistique privilégiée des foliations sur un affleurement donné ; il s'agit en fait d'une schistosité plan axiale des derniers plissements. Ce sont les valeurs de cette schistosité qui ont été reportées sur le stéréogramme de la figure 52 ; il montre la simplicité d'architecture de ce dernier plissement pour l'ensemble des gneiss du Pigeonnier. Mais dans le détail, sur le terrain, il est très compliqué de suivre un lit gneissique sur plus de quelques décimètres. Par suite du manque d'horizon repère (niveau amphibolique par exemple) il est très difficile de connaître l'organisation exacte de ces gneiss ; seule une étude tectonique détaillée qui reste à faire permettrait d'en dégager l'architecture globale.

3/ Les zones granitiques : le passage aux amphibolites des Rouïes

Si l'on peut parfois distinguer deux mobilisations successives, la première d'importance relativement faible, on n'en observe généralement qu'une seule, plus ou moins développée selon les secteurs.

Partant du refuge du Pigeonnier, la mobilisation va croissant, de façon assez régulière, tant vers l'ENE que vers le NW. Dans cette dernière direction, le phénomène est d'autant plus intéressant qu'il se poursuit à peu près sans hiatus jusqu'à la base de la Grande Roche du Lauzon et qu'ainsi l'on passe de façon continue aux amphibolites de La Lavey, qui forment une bonne partie des Rouïes.

Au pied des Rouïes, les polis glaciaires de la Muande Bellone montrent des gneiss granitisés de 60 à 90 % sur l'ensemble des affleurements observables. Cette granitisation s'étend en larges taches dont les bordures sont floues lorsqu'elles ne sont pas soulignées par des alignements de taches verdâtres de cordiérite pinitisée, analogues à celles que l'on observe dans les gneiss oillés de Crupillouse. Au milieu de ces vastes taches granitiques peuvent apparaître quelques faciès particuliers provenant probablement de l'assimilation des gneiss à composition chimique particulière : soit plus alumineuse, soit plus basique : le granite se charge en effet parfois de taches verdâtres à noirâtres plus ou moins automorphes et dues à la présence selon les cas de grenat ou d'amphibole qui peuvent atteindre 0,5 à 1 cm de diamètre (Pl. XXI, fig. 5).

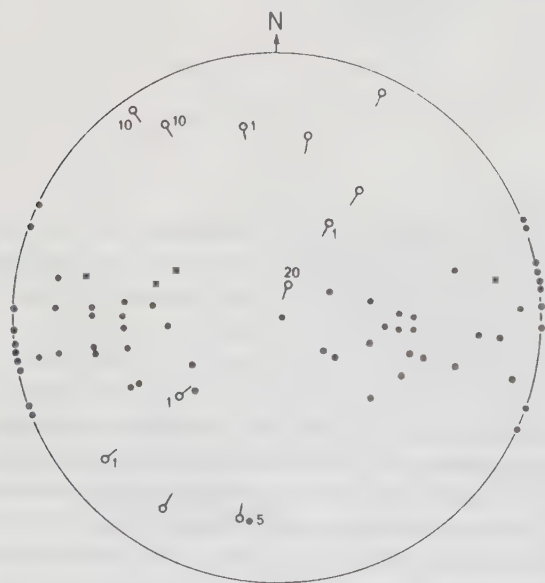


Figure 52 - Stéréogramme des foliations et schistosités "tardives" des gneiss granitoïdes du Pigeonnier. (Hémisphère supérieur).
 ⌒ axe de pli avec indication de l'amplitude du pli (en dm).

La masse granitique est généralement homogène, à structure équate. Des schlierens ou alignements micacés flous se diluant à leur extrémité dans la masse granitique apparaissent fréquemment. Une autre structure que l'on rencontre assez rarement dans les zones à schlierens est celle d'yeux granitiques soulignés, cernés de filets micacés ; la roche prend alors un aspect "pseudo-conglomératique" ; les taches de pinite sont toujours assez abondantes (P.E 82). L'acquisition de cette structure lenticulaire semble tardive.

Dans ces zones très granitisées, les gneiss que l'on rencontre sont très leucocrates et granitoïdes, mais possèdent toujours des enclaves micaschisteuses à grain fin. Ils sont très plissotés et ont acquis une schistosité secondaire que l'on remarque d'autant mieux sur l'affleurement qu'elle est soulignée par l'alignement des minéraux leucocrates, leur orientation statistique.

Au microscope, la matière granitique ne montre aucune différence minéralogique fondamentale avec celle des gneiss : les feldspaths sont les mêmes que pour les gneiss granitoïdes, seule la biotite non orientée montre une propension plus grande à être chloritisée. La granulométrie toujours millimétrique est plus grossière. Le plagioclase montre une nette propension à la blastèse, refoulant la biotite sur sa bordure elliptique ; c'est la texture cloisonnante (Pl. XXII, fig. 3 et 4).

Il s'agit d'un granite migmatitique tout à fait semblable au granite d'anatexie de Gillot-Barbieri (1970) dont je rappellerai les données minéralogiques quantitatives :

plagioclase	40 à 50 %	apatite
quartz	25 %	zircon
feldspath potassique	15 à 25 %	épidote
biotite-chlorite	5 à 15 %	(allanite)
(mica blanc)		
(cordiérite)		

4/ Le réseau aplopegmatitique

Il tranche à l'affleurement par sa couleur blanche. Ses contacts sont généralement francs, tranchés s'il s'agit de filons aplitiques. Ces filons qui ne dépassent guère 50 cm d'épaisseur, ont des épontes un peu plus blanches et un peu plus chloritisées que les gneiss eux-mêmes.

Les filons aplitiques ont un grain très fin et une patine esquilleuse qui se desquame ; il est exceptionnel d'apercevoir à leur surface de petits grenats rosés. A la traversée des septums micaschisteux, ils ont tendance à se rétrécir et peuvent même s'interrompre. Ce sont les dernières manifestations granitiques puisqu'ils recoupent les taches pegmatitiques. Celles-ci appartiennent à la même génération puisqu'il existe des passages continus depuis des filons aplitiques jusqu'aux zones pegmatitiques.

3 - LES EFFETS DE LA TECTONIQUE ALPINE

Dans toutes les descriptions qui précèdent il faut ajouter les effets des fractures et laminages alpins qui forment un réseau vertical et méridien (160° à 5°). Ils sont largement répandus et se traduisent par une déformation souvent cassante et une nouvelle altération des roches qu'ils affectent (chloritisation des biotites, séricitisation des plagioclases, ...).

Ils font apparaître également une multitude de filonnets tardifs à quartz-calcite-chlorite dont certains peuvent atteindre une grande taille comme le filon de quartz laiteux N-S qui recoupe sur 300 m de longueur les poils de l'Orient en dessous du point "2594". D'autres fois on rencontre des fractures mylonitisées à remplissage de calcite brunâtre, rosée ou rougeâtre ; à cette calcite peut se joindre dans certains cas un peu de barytine et éventuellement de galène (cf. ancienne mine de plomb argentifère de la Chauvetane, fig. 50).

4 - CONCLUSION

Les caractères essentiels des gneiss granitoïdes du Pigeonnier peuvent être résumés en quatre points : absence presque totale d'horizons basiques ; double migmatisation ; plissements complexes ; passage continu par l'intermédiaire d'un granite d'anatexie aux horizons amphiboliques de La Lavey.

Les trois derniers de ces caractères rapprochent les gneiss du Pigeonnier des formations orientales (migmatites du Bec de l'Homme, et Complexe Intermédiaire de Gillot-Barbieri, 1970). Ce sont surtout le fait d'une empreinte migmatitique plus poussée, mais rien ne permet d'affirmer que ces gneiss soient fondamentalement différents des formations non amphiboliques de La Lavey (première partie, chapitre II, paragraphe IV). Au contraire, il suffit de se reporter à la carte hors-texte (Pl. A) pour voir que les gneiss du Pigeonnier ne sont séparés de ceux du fond de La Lavey que par la masse compacte des amphibolites qui constituent les Rouïes. Sauf discontinuité tectonique majeure, que l'étendue des glaciers et des parois inexplorées peut recéler, il est donc très probable que ces deux formations passent en continuité et que les phénomènes mis en évidence dans le cirque du Pigeonnier pourraient également l'être plus à l'Ouest, ainsi que certains indices le laissent d'ailleurs penser.

Dans cette perspective, les gneiss granitoïdes du Pigeonnier apparaissent comme une zone de transition entre les formations moyennement mobilisées du centre et celles, très mobilisées, de l'Est du Haut-Dauphiné.

III - LE LINÉAMENT DE LA PILATTE

Pêcher a décrit en 1970 sous le nom d'"ensemble de Peyre-Arguet" un petit massif d'amphibolites grenatifères cerné par une couronne de 50 à 500 m de large de gneiss, à "flammèches" de quartz lamellaire et sillimanite fibreuse, orientées parallèlement. L'ensemble de Peyre-Arguet affleure en rive gauche du Vallon des Bans, au Nord-Ouest du refuge des Bans ; orienté selon une bande NNW-SSE, il atteindrait la crête Bans-Boeufs Rouges aux environs du col de La Pilatte avant de disparaître sous le glacier de La Pilatte. Situés dans l'exact prolongement de cette bande, les affleurements des alentours du refuge de La Pilatte, 2 km plus au Nord, présentent beaucoup d'analogies avec l'ensemble de Peyre-Arguet (il n'est pas possible de tenir compte, pour le moment, de l'affleurement médian du "2913" menacé par les chutes de sérac du glacier de La Pilatte. Il est très laminé à sa base).

1 - INTRODUCTION

Extension, lieux d'observation (fig. 53, Pl. XXIII, fig. 1).

Comme dans le cas de l'ensemble de Peyre-Arguet, les affleurements gneissiques de La Pilatte sont, à l'Ouest, en contact tectonique avec un granite : celui des Bans pour Peyre-Arguet, celui du Gioberney pour La Pilatte. A l'Est, le glacier de La Pilatte recouvre à nouveau les affleurements, masquant probablement le tracé d'une faille ; mais en rive droite du glacier affleurent des gneiss plus ou moins ocellés, très semblables à ceux des Bans qui bordent l'ensemble de Peyre-Arguet et comme eux parcourus de nombreux filons acides de type dacitique.

Au total, les formations de La Pilatte, cernées par le granite du Gioberney et le glacier de La Pilatte, affleurent sur une aire très restreinte ($0,5 \text{ km}^2$), mais elles affleurent magnifiquement sur les polis glaciaires qui dominent le refuge de La Pilatte. Il est facile d'aller les y observer puisque le refuge luxueux du C.A.F. est à 3 h de La Bérarde.



Figure 53 - Linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet.

2 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

La figure 54 présente schématiquement la coupe effectuée depuis le refuge de La Pilatte jusqu'au contact par faille du granite du Giberney. On y rencontre essentiellement trois types de roches, soit par ordre d'importance décroissante : des leptynites très blanches (10 à 15 %) ; des amphibolites plus ou moins granitisées (25 %) ; des gneiss laminaires (*) passant à des gneiss à gros yeux feldspathiques.

(*) Dans les gneiss laminaires, la structure planaire est nette, mais les lits leucocrates montrent de nombreuses boursouflures très aplaties. Le passage à des formes oeillées est continu (cf. gneiss amygdalaires de l'ensemble de Crupillouse).

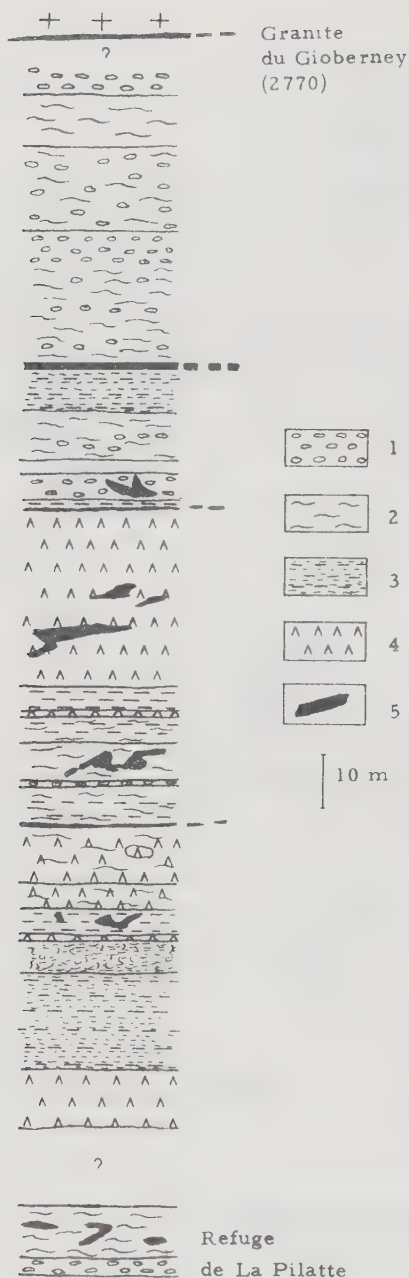


Figure 54 - Coupe schématique relevée depuis le refuge de La Pilatte (2572) vers le SW.

- 1 : gneiss ocellés
- 2 : gneiss laminaires à biotite
- 3 : leptynites finement litées
- 4 : amphibolites
- 5 : zone granitisée.

Toutes ces roches sont parcourues par des filons acides de type dacitique à gros yeux centimétriques de feldspath, sensiblement interfoliés, qui ont également subi le métamorphisme. Vers le haut de la coupe, on observe également des filons basiques sécants de type spilitique dont certains plissés, schistifiés, parcourus de filonnets ptygmatisés (Pl. XXIII, fig. 5) sont recoupés par des filons frais identiques à ceux que l'on trouve dans le granite du Gioberney.

L'orientation de la structure est le caractère dominant de ces roches (fig. 58). Quelle que soit leur nature, elles présentent une structure planaire selon N 160°. Selon les cas il pourra s'agir de leur rubanement (leptynites, amphibolites, gneiss laminaires), ou de la foliation acquise selon le plan axial des

multiples plissements qui affectent les gneiss laminaires ou oeillés : schistosité de crénulation (Pl. XXIII, fig. 3 et 4). De plus, tout au long de la coupe on rencontre des passées d'ultramylonites extrêmement fines, verdâtres, rubanées, fissiles mais très dures à casser ; ces ultramylonites forment des niveaux sans contact tranché avec les roches encaissantes. Cette concordance générale des roches de La Pilatte est un caractère qui les distingue de celles de Peyre-Arguet (Pêcher, 1970, p. 20).



Figure 55 - Croquis d'un affleurement (2660 m au SW du refuge de La Pilatte) montrant l'état avancé de la granitisation (+) dans certains niveaux de gneiss laminaires. Il n'y a pas de bordure de réaction.

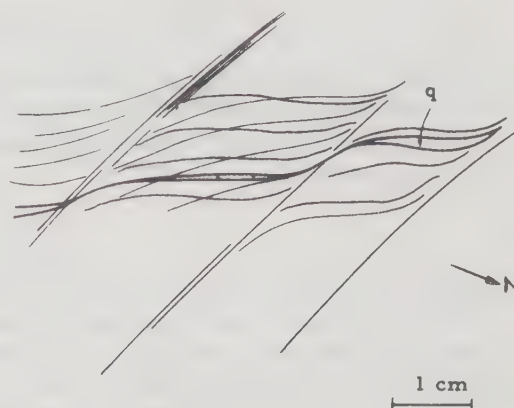


Figure 56 - Croquis d'un affleurement de leptynite à filonnet de quartz interfolié, découpé et tordu par un système de fractures à 110° . Le filonnet de quartz, étiré au passage des fractures, présente des phénomènes de bourrage au milieu de la structure en S. Des structures semblables peuvent s'observer avec des filons pegmatitiques. (SW refuge de La Pilatte, 2730 m).

Les roches de La Pilatte sont également plus mobilisées et plus écrasées que celles de l'ensemble de Peyre-Arguet. Leur correspondance ne laisse toutefois aucun doute :

La Pilatte		Peyre-Arguet et Bans (Pêcher)
leptynites	=	gneiss clairs et gneiss à flammèches de Peyre-Arguet
amphibolites	=	amphibolites grenatifères de Peyre-Arguet
gneiss oeillés	}	gneiss à tendance oeillée des Bans
gneiss laminaires		

1/ Leptynites

Ce sont des roches leucocrates à grain très fin, à très minces interlits de biotite chloritisée (Pl. XXIII, fig. 2). De temps en temps apparaissent des "flammèches" qui soulignent le plan de foliation. Ce sont "de petites amandes à l'éclat huileux, à l'aspect de quartz sale, faites d'un matériel gris-vert plus ou moins clair" (Pêcher, 1970, p. 23) ; elles ont cependant une taille inférieure à celle des gneiss de Peyre-Arguet et sont moins abondantes.

Les leptynites sont des roches très bien réglées dans lesquelles on observe peu de plis ; ceux-ci, de taille réduite, sont alors très pincés et aplatis selon la foliation. Ces roches homogènes ne m'ont jamais paru mobilisées dans la coupe de La Pilatte.

Tandis que dans le haut de la coupe elles passent de façon continue aux gneiss laminaires par augmentation du grain et de la charge en biotite, dans le bas, elles sont interfoliées avec les niveaux amphiboliques ; le contact est brutal.

2/ Amphibolites

Il y a peu de chose à dire sur ces amphibolites, qui ressemblent à celles de La Lavey. Elles sont rarement rubanées, généralement granitisées (tendance agmatitique). Elles en diffèrent surtout par leur association, en alternances fines parfois répétées, avec les leptynites, association qui rappellerait plutôt celle des amphibolites de la zone corticale du Chaillol.

3/ Gneiss oeillés

Ils apparaissent bien dans le haut de la coupe et ne sont normalement jamais en contact avec les amphibolites. Ce sont des gneiss de teinte assez claire plus ou moins riches en yeux feldspathiques centimétriques cernés de lits biotitiques discontinus, semblables aux gneiss des Bans (Pêcher, 1970, p. 34). Un plissement intense les affecte souvent et fait apparaître une schistosité de crénulation (Pl. XXIII, fig. 3 et 4) ; celui-ci s'accompagne généralement d'un étirement progressif des yeux feldspathiques et de leur transformation en agrégats quartzofeldspathiques. De cette façon on passe en continuité aux gneiss de type laminaire (fig. 57). De plus le plissement et la granitisation des yeux s'accompagne d'une mobilisation partielle qui peut s'étendre en taches informes ou au contraire s'organiser parallèlement à la nouvelle schistosité de crénulation. Aussi cette mobilisation qui affecte tous les niveaux, à l'exception peut-être des leptynites, doit-elle être distinguée d'une phase initiale de métamorphisme dont les gneiss oeillés sont les témoins. Les traces de cette première phase ont par contre disparu des gneiss laminaires qui ont recristallisé.



Figure 57 - Croquis d'un pli métrique à coeur de gneiss oeillé emballé par des gneiss laminaires et par une couronne de leptynites finement litées. Il est accompagné de plissements dont le plan axial correspond à l'une de ces fractures obliques sur la foliation générale. Il appartient donc probablement à une deuxième phase de plissement contemporaine de la mobilisation (SW refuge de La Pilatte, vers 2750 m).

4/ Gneiss laminaires

Ce sont des gneiss assez clairs mais qui possèdent une patine rouille, orangée ou brune. Les lits sombres de biotite (parfois grenatifères) sont continus mais plissotés, tandis que les lits clairs quartzofeldspathiques, plus ou moins granitisés, éclatent parfois en zones granitiques (quelques décimètres sur quelques centimètres) à limites floues, sans bordure de réaction mais ponctuées de taches de pinite (fig. 55). La mobilisation, peu importante en volume (20 % environ), affecte tous les gneiss laminaires et n'épargne même pas leurs enclaves. Celles-ci sont de deux sortes : micaschisteuses ou amphiboliques. J'ai enfin noté la présence probable de graphite en plusieurs endroits.

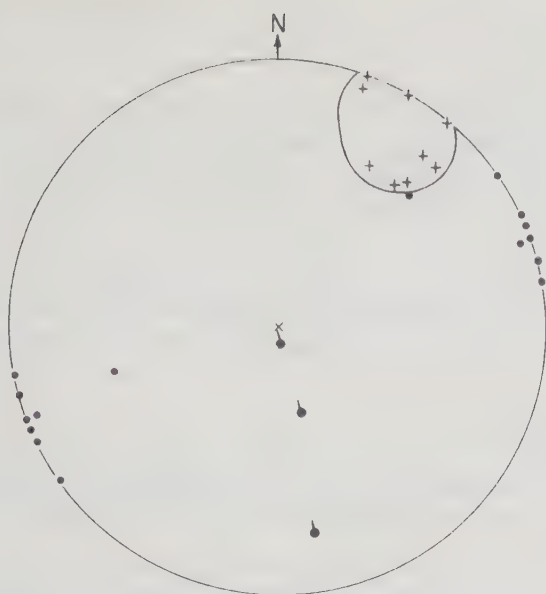


Figure 58 - Stéréogramme des foliations (•) et plis du linéament de La Pilatte montrant l'homogénéité du laminage de l'ensemble des roches. Un système tardif de cassures alpines (+) recoupe la formation. (Hémisphère supérieur).

5/ Microscopiquement

Pêcher (1970, p. 88) a distingué trois paragenèses successives dans l'ensemble de Peyre-Arguet : - sillimanite prismatique - disthène - grenat 1 ; - sillimanite fibreuse-orthose perthitique (40 à 50 % albite) - oligoclase - andésine antiperthitique - biotite - séricite ; - sillimanite prismatique non séricitisée - biotite.

L'état de mobilisation, d'écrasement et d'altération du linéament de La Pilatte ne permet pas d'y faire des observations si précises. Aucun silicate de métamorphisme n'y apparaît : ils ont probablement été remplacés par les amas phylliteux incolores qui apparaissent souvent le long des lits biotitiques.

Seul se retrouve l'oligoclase antiperthitique de la paragenèse 2, engrené avec le quartz et le feldspath potassique (Pl. XXIV, fig. 4). Comme dans le cas de Peyre-Arguet il montre "de petites plages de feldspath alcalin aux formes géométriques, allongées dans la direction du plan de macle" (010) de l'albite. Ici encore le plagioclase est souvent maculé selon des lois complexes (Albite-Ala le plus fréquemment mais aussi Albite-Carlsbad, Manebach-Acline). Le feldspath potassique présente rarement la moire du microcline, il est perthitique (perthites en veines, "string perthite"), xénomorphe, parfois abondant. Le quartz apparaît avec une texture engrenée : il peut s'allonger en cristaux très étirés, orientés avec Ng selon le plan de foliation. Ce sont les "platey quartz" ou "quartz disks" connus pour se développer de façon tardive dans les parties marginales des corps de granulite de type Saxe en reprenant les anciennes directions de laminage (Watznauer, 1969) ; leur développement serait lié à la remontée diapirique de ces corps granulitiques en même temps que se produiraient des phénomènes de rétro-morphose vers le faciès amphibolite.

Sur le plan de la texture, tous les intermédiaires existent entre la texture blastomylonitique des leptynites (Pl. XXIV, fig. 1) et la texture mylonitique plus ou moins bréchoïde (Pl. XXIV, fig. 2 et 3). La texture blastomylonitique des leptynites est tout à fait comparable à celle des granulites de Saxe dans les micrographies présentées par Watznauer (1969, Pl. I, fig. 1 et 2) et Spry (1969, Pl. XXXI a).

Deux arguments ont été invoqués par Pêcher pour attribuer la formation des gneiss de Peyre-Arguet à un métamorphisme de faciès granulite : la paragenèse catazonale relativement anhydre, la texture blastomylonitique. Un seul de ces caractères subsiste dans les leptynites de La Pilatte (*).

(*) Le terme de leptynites est d'ailleurs un synonyme ancien du terme granulite.

L'étude du métamorphisme et de la migmatisation du noyau (cf. ci-dessous C-II) montrera que les observations faites sur ces deux formations sont complémentaires.

Dès maintenant, il convient de mettre en relief un trait particulier de l'association spatiale de ces deux formations. J'ai dit qu'elles étaient limitées tectoniquement à l'Ouest par un granite ; or l'ensemble de Peyre-Arguet par le granite des Bans, équivalent des granites du Bourg et d'Orgières ; les gneiss de La Pilatte par le granite plus récent et plus acide du Gioberney dont le contact avec le granite des Bans passe à hauteur de la Pointe Richardson, à mi-distance des deux formations.

Il est intéressant de constater que la mobilisation plus grande des gneiss de La Pilatte correspond au voisinage d'un granite plus acide et plus alcalin.

3 - CONCLUSION

Sans aborder ici les conditions du métamorphisme du linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet, qui sont étudiées plus loin C-II, il me semble nécessaire d'insister sur le caractère régional de ce type de formation - qui n'atteint cependant pas 10 km de longueur dans notre cas.

Disons d'abord que les roches observées et décrites dans ce linéament ne sont pas uniques en Haut-Dauphiné. On en trouve des exemples comparables, mais moins étendus, à la bordure ouest du massif méridional des gneiss ocellés de Crupillouse, ou en rive gauche du torrent du Grand-Plan, par exemple.

D'autre part, ce type de formation existe également dans les autres massifs cristallins alpins. Malaroda (1966) a notamment décrit sous le nom de paléomylonites des roches résistantes à l'érosion, affleurant en bandes, larges parfois d'un kilomètre et longues de plusieurs dizaines de kilomètres. Souvent ces roches passent, sur leurs bordures, "par des alternances répétées, à des migmatites litées ou à de véritables poches granitiques". Parfois elles "s'atténuent ou disparaissent complètement contre des masses de granites ou d'anatexites sans que cela puisse être expliqué par l'existence d'une faille". Enfin cet auteur note que ces mylonites "sont des matériaux particulièrement résistants à la granitisation". Ce sont donc d'anciennes mylonites, métamorphisées et granitisées, ayant joué jusqu'à l'époque alpine comme en témoignent les lambeaux sédimentaires pincés qui jalonnent ces bandes mylonitiques dans l'Argentera (Faglia di Bersezio, notamment).

En définitive, le linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet est une zone de dislocation d'importance régionale comme on en trouve dans tous les massifs cristallins anciens ; elle présente des affinités avec la "ligne morave" de Bohême, la "zone tectonique de Lubine" dans les Vosges (Hameurt, 1967), ou encore la "dislocation régordane" des Cévennes (Pellet, 1965). Ces comparaisons amènent à faire deux remarques :

- ces dislocations s'étendent fort loin en profondeur, atteignant le domaine plastique de l'infrastructure, où il est possible qu'elles s'atténuent (Pellet, 1965) ; elles mettent pour ainsi dire en communication plusieurs étages tectoniques. Plus près de nous elles ne sont pas sans rappeler les failles transformantes liées à l'expansion des fonds océaniques ;
- ces dislocations mettent fréquemment en contact deux domaines géotectoniques différents. Dans le cas du Haut-Dauphiné, il y a effectivement de bonnes raisons pour dire que le linéament de La Pilatte marque une limite entre les domaines centraux et orientaux, sans toutefois que l'on puisse envisager l'affrontement de deux domaines totalement distincts ;
- enfin, ces dislocations dont les mouvements s'étendent sur une très longue période, ont généralement, à un moment de leur histoire, été en relation avec la formation de massifs de granite, qui ont pu les oblitérer partiellement (cf. deuxième partie, V).

IV - LES FORMATIONS DE LA LAVEY

1 - INTRODUCTION

1/ Extension

C'est dans le grand vallon méridien de La Lavey qu'affleure le mieux un puissant ensemble gneissique où les niveaux amphiboliques constituent un repère typique et remarquable. Comme l'avait entrevu P. Termier (carte au 80.000e de Briançon) ces niveaux amphiboliques présentent une excellente continuité cartographique : ils débordent le vallon de La Lavey et se poursuivent notamment dans le haut et moyen Valgaudemar, le fond du Valbonnais, etc.

Disons tout de suite que sur le terrain cette continuité n'est pas parfaite et qu'il ne s'agit pas de suivre pas à pas un banc amphibolique invariable sur des centaines de mètres de distance. Il faut la schématisation cartographique pour qu'apparaisse aussi nettement la valeur stratigraphique des niveaux amphiboliques (fig. 59).

Dans le vallon de La Lavey (Pl. XXV, fig. 1), les niveaux amphiboliques se groupent selon deux bandes sensiblement parallèles. La première affleure assez bien au fond du vallon, surtout en rive gauche, la seconde apparaît en altitude sur les deux rives de la vallée.

On peut en effet suivre cette dernière depuis le versant ouest de la Tête de l'Ours, 2958 - (Bartoli, communication personnelle, 1971) vers le Sud. Elle passe au col des Fétoules, forme l'arête nord et le sommet des Fétoules, prend en écharpe la partie sommitale de la Tête de l'Étret, affleure largement dans le cirque du glacier de La Lavey, se poursuit dans la face ouest des Rouïes pour rejoindre la crête de l'Aiguille de la Muande ; elle déborde alors sur le Valgaudemar dans les vallons du Vallon et de l'Olan, puis se continue dans les faces nord de l'Olan, passe en contrebas de la Brèche d'Olan, constitue les puissantes assises horizontales de l'Aiguille d'Olan - Pointe Maximin ; c'est enfin elle qui forme les affleurements du Bec du Canard-Caneton qui débordent sur la vallée de la Mariande.

Ces niveaux amphiboliques forment sur la carte un vaste trident tourné vers le Nord. Un certain nombre de rameaux annexes se rattachent à cette structure centrale. Dans la partie sud et vers l'Ouest, après une interruption en rive gauche du vallon du Clot, on retrouve une large bande amphibolique qui borde le granite de Turbat puis celui d'Orgières jusqu'au Pic des Souffles.

A l'Ouest, le niveau supérieur d'amphibolites des Rouïes, ployé en voûte anticlinale, n'affleure qu'occasionnellement sur la crête du Vaccivier avant de replonger dans la face ouest des Pics du Saïs - Gioberney ; cette nouvelle bande amphibolique se suit sur 7 km vers le Sud recoupant les faces ouest des Aupillous et du Jocelme avant de venir buter contre la suture sédimentaire du col du Loup-en-Valgaudemar. Cette bande se prolonge dans la partie Est du Haut-Dauphiné : vallon des Bans (Pêcher, 1970 ; Gillot-Barbieri, 1970), et par-delà le linéament de La Pilatte rejoint les formations amphiboliques de l'Ailefroide.

Au Nord, la partie droite du trident de La Lavey, laminée au passage du Vénéon et coincée contre le granite des Etages, se poursuit dans l'Aiguille du Plat-de-la-Selle, traverse le vallon de la Selle de Saint-Christophe à hauteur des anciens chalets de la Selle, coupe le plateau du Mont-de-Lans pour aller former sous le Plateau de Paris une vaste terminaison périclinale anticlinale découpée par des failles alpines méridiennes. Cette dernière prolongation est magnifiquement exposée (de façon très accessible) aux alentours du refuge Evariste Chancel au-dessus duquel elle vient buter contre le chevauchement de La Meije.

Enfin, il ne faut pas oublier que la branche gauche du trident, interrompue semble-t-il au niveau du vallon de La Mariande (mais les affleurements de rive droite sont très difficiles d'accès et couverts de vermes), reprend

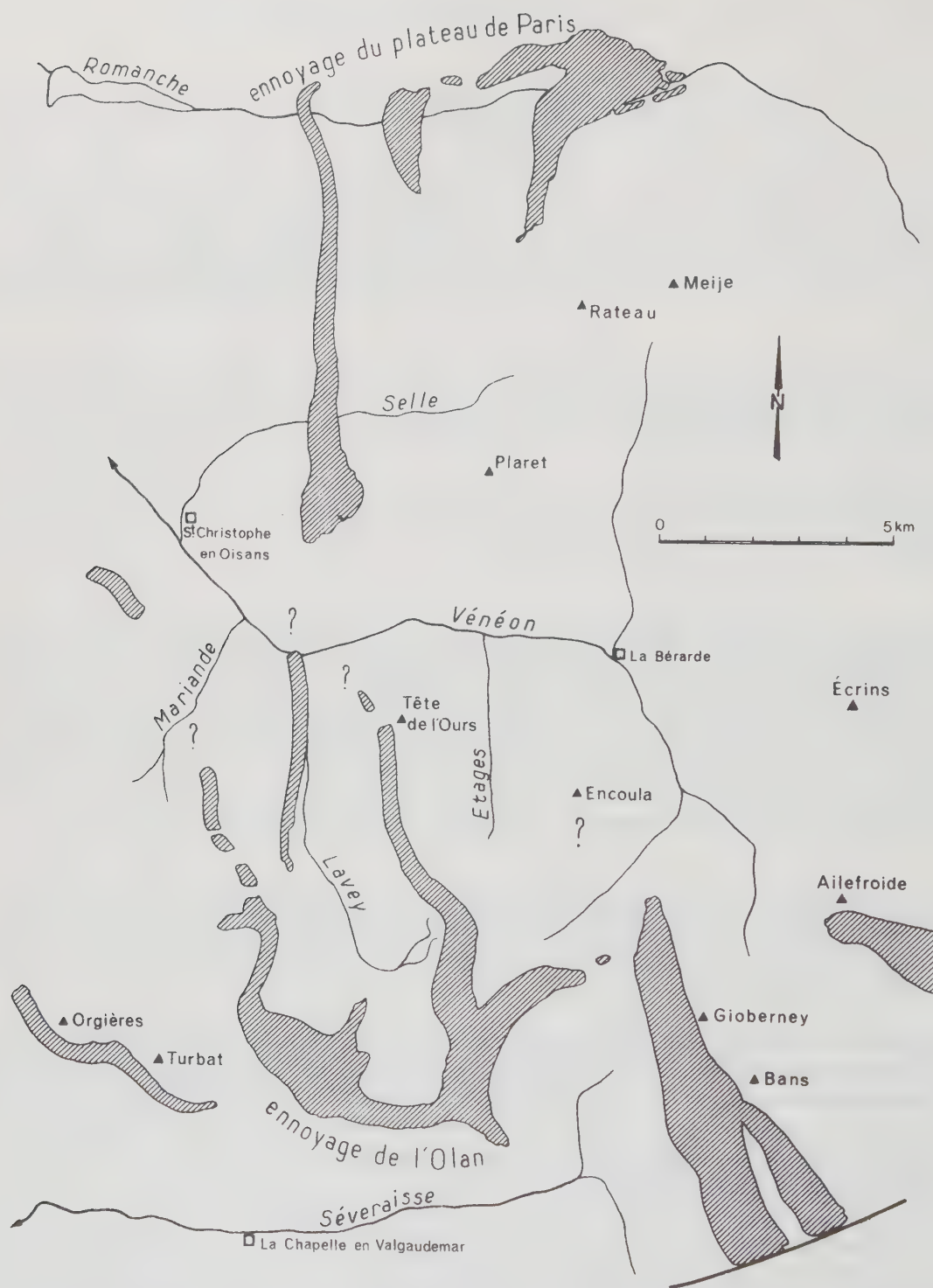


Figure 59 - Carte schématique de l'extension des formations amphiboliques de La Lavey.

dans le cirque de l'Alpe-du-Pin. Je n'ai pas étudié le prolongement plus à l'Ouest de ces amphibolites, mais j'en ai vu au Plan-du-Lac, les éboulis provenant de la rive gauche du vallon de Lanchatra. Il serait en tout cas primordial de savoir s'il y a ou non liaison avec les puissants niveaux amphiboliques de la Rampe-des-Commères (Est du bassin de Bourg d'Oisans), qui appartiennent aux Grandes-Rousses et d'après P. Bordet à la série verte de Belledonne. Cette liaison est d'autant plus probable que les niveaux amphiboliques de l'Alpe-du-Pin sont très proches de ceux que J. Desthieux a cartographié récemment dans la région du Lauvitel - Aiguille de Venosc - Pic du Clapier-du-Peyron (Desthieux et Vernet, 1970) et qu'il rattache aux amphibolites de la Rampe-des-Commères. Toutefois aucune liaison directe ne pourra être observée : la puissante suture sédimentaire de Venosc sépare nos deux régions.

On peut dire que les niveaux amphiboliques de La Lavey par l'étendue de leurs affleurements et leur relative continuité confèrent son unité au massif du Haut-Dauphiné. C'est un repère stratigraphique de valeur exceptionnelle dont les relations avec les autres formations qui l'encadrent permettent d'établir une véritable chronologie du massif.

2/ Morphologie

Il y a peu de sommets du Haut-Dauphiné qui ne doivent une partie de leur modelé au moins, aux formations de La Lavey. La grande variété de nature pétrographique des roches qui y interviennent confère à ces sommets une physionomie toujours complexe. Il y a peu de montagnes au monde qui possèdent une telle diversité d'aspect : chaque point de vue donne de la montagne un aspect typique mais complètement différent du voisin.

La structure souvent peu inclinée de ces formations (fig. 60) facilite la formation de véritables châteaux-forts (les Rouïes en sont l'exemple le plus typique) ; l'érosion de ces assises sub-horizontales se fait par abattage de grands pans verticaux et conduit à la formation de faces d'une raideur exceptionnelle (face NNW de l'Olan, 1150 m de dénivelée pour une projection horizontale de 600 m, soit 60° de pente moyenne, face nord des Aupillous, 950 m pour 650 m, face nord de l'Ailefroide, 820 m pour 440 m, face nord de l'Aiguille du Plat de la Selle, 1350 m pour 1250 m, etc.).

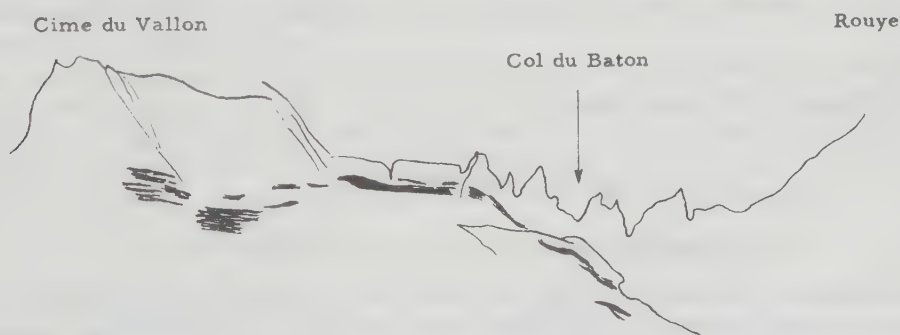


Figure 60 - Arête sud de la Cime du Vallon vue depuis le glacier de l'Olan (N.G89, 2815 m). Les bandes rouillées des niveaux amphiboliques se suivent bien dans le paysage et dessinent une vaste structure anticlinale faiblement bombée.

Je pense que l'hétérogénéité déjà citée de cette formation accélère les processus d'érosion (notamment ceux dus à la décompression après le dernier grand retrait glaciaire et ceux dus aux phénomènes de gel et de dégel).

En tout cas, l'Oisans des alpinistes lui doit une bonne part de sa réputation de "montagne pourrie". L'instabilité de la montagne est parfois si grande que la seule poussée d'un homme peut faire partir plusieurs tonnes de pierre vers le bas de la paroi (Rouïes et face NNW de l'Olan, par exemple).

Cette dégradation rapide de la montagne dans un pays où les glaciers sont impuissants à débayer les produits de l'érosion aboutit à la formation de gigantesques éboulis qui noient peu à peu la montagne (Saÿs, par exemple).

3/ Plan d'étude

De façon schématique on peut regrouper l'étude de ces formations en un certain nombre de variétés pétrographiques discernables sur le terrain :

<u>Variétés</u>	<u>Lieux de définition</u>
amphibolites compactes ou massives	Rouïes
amphibolites rubanées	Col de Pacave (Ouest)
gneiss amphiboliques	Cime du Vallon
agmatites amphiboliques	Col des Fétoules
boules amphiboliques à structure radiaire	Ouest du Col du Sellar
cipolins	Glacier de La Lavey

Les gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan sont traités de façon séparée à cause de leur grande particularité (première partie, chapitre II, paragraphe V).

Quant aux gneiss qui encadrent ces niveaux amphiboliques, nous distinguerons comme on peut aisément le faire sur le terrain : les micaschistes à grain fin, quartzitiques, leptynitiques ou surmicacés ; les gneiss granitiformes.

Dans toute cette étude, les phénomènes de mobilisation et de granitisation seront présentés en même temps que les formations dont ils sont parfois caractéristiques.

2 - FORMATIONS AMPHIBOLIQUES

1/ Amphibolites massives ou compactes (Pl. XXVI)

Les amphibolites massives se présentent sous forme de lits ou de bancs plus ou moins lenticulaires ou boudinés (fig. 60). Ce sont des roches très sombres, compactes, généralement peu ou pas orientées. On peut en distinguer deux types selon la taille des grains :

- celui à grain millimétrique, très sombre correspond à une roche à texture nématoblastique, très riche en baguettes d'amphibole. Elle peut parfois présenter de la biotite en abondance ;

- celui à grain plus fin de l'ordre de quelques dizaines de millimètres, correspond à une roche à texture souvent plus équante. L'amphibole est accompagnée de plagioclase. Il s'agit d'une roche dioritique ou quartzodioritique. Elle est moins fréquente.

Ce sont des roches qui peuvent par endroits constituer 50 % voire plus, des affleurements (Grand Clot en rive droite de la Romanche, zone entre le col de Pacave et le Refuge Chancel, Aiguille du Plat-de-la-Selle, Rouïes, versants du col du Sellar, etc.). Elles sont très souvent liées aux agmatites amphiboliques (col des Fétoules).

Au microscope

a - Les amphibolites compactes à grain millimétrique se répartissent en plusieurs catégories, selon que l'amphibole est une hornblende verte ou brunâtre, et selon qu'apparaît un pyroxène et (ou) un grenat. Voici quelques exemples d'échantillons étudiés :

Numéro	Provenance	Nature
A.T43*	Fontaines Bénites (route de Saint-Christophe)	amphibolite à hornblende verte (Pl. XXVI, fig. 1)
S.G43*	Brèche de Conte-Faviel	amphibolite à hastingsite vert-olive (Pl. XXVI, fig. 2)
A.L7B*	Maison cantonnière (route de La Grave)	amphibolite à hornblende brune
D.L3A	Gorges de la Romanche, "1258"	amphibolite à hornblende vert-olive et augite (Pl. XXVI, fig. 3)
P.E47	Eperon ouest des Rouïes, 2900 m	amphibolite à hornblende vert-bleu et augite
N.G32'	Base ouest de la Cime d'Orgières (2390 m)	amphibolite à hornblende brunâtre et pyroxène
A.Y62	Mariande, rive droite	amphibolite à hornblende brune et pyroxène
N.G33	Base ouest de la Cime d'Orgières (2350 m)	amphibolite à hornblende brune, pyroxène et grenat
A.Y81	Chemin rive gauche de La Lavey, 1710 m	amphibolite à hornblende verte et grenat (Pl. XXVI, fig. 4).

On voit la variété des paragenèses possibles, d'autant plus qu'à ces minéraux ferromagnésiens et calciques peuvent s'adjoindre de la biotite-chlorite et de l'épidote. On remarque d'autre part qu'aucune répartition géographique préférentielle n'apparaît : on peut trouver du pyroxène et du grenat du Nord au Sud du massif ; toutefois, l'amphibole qui apparaît le plus fréquemment au Nord est une hornblende brune, tandis qu'elle est plutôt verte au Sud, et qu'à l'Est on observe plusieurs occurrences d'une amphibole très pléochroïque vert foncé dont l'angle des axes optiques est plus faible (hastingsite ?).

La texture est presque toujours nématoblastique : l'amphibole forme des cristaux allongés disposés de préférence selon le litage de la roche. Toutefois, lorsque certains cristaux d'amphibole atteignent de grandes tailles (1 cm et plus), ils s'arrondissent et perdent leur allongement (et leur orientation). Les minéraux que l'on peut rencontrer sont les suivants (entre parenthèses ceux qui n'apparaissent pas toujours) :

plagioclase altéré	sphène
quartz	apatite
(microcline)	(zircon)
amphibole	(spinelles)
biotite-chlorite	(épidote-clinozoïsite)
(pyroxène)	(calcite)
(grenat)	(actinote)
(phlogopite ?)	(chlorite secondaire)
	minerais

Voici quelques-uns de leurs caractères :

L'amphibole est le plus généralement une hornblende verte à brune selon ng, exceptionnellement bleue-verdâtre (P.E47). La couleur verte possède un grand nombre de variétés (du vert olive sombre de S.G43*, au vert franc de A.T43*, au vert pâle de certaines lames particulièrement rétro-morphosées). Ses caractères optiques varient de façon assez continue : $2V = -88^\circ$, $\alpha = 10$ à 11° (vert olive) ;

$2V = -83^\circ$, $\alpha = +16^\circ$ (brune) ; $2V = 70$ à 80° , $\alpha = +24^\circ$ (verte). Toutefois il existe quelques occurrences d'une amphibole à pléochroïsme violent dans des teintes vertes particulières qui possèdent un angle $2V$ faible ($< 40^\circ$) avec $\alpha = 13$ à 18° ; ce sont des amphiboles fortement dispersives dont il est difficile de mesurer avec précision les caractères optiques et qui sont probablement de la famille des hastingsites.

L'amphibole montre souvent une tendance nette à posséder des contours idiomorphes. Lorsque les cristaux sont grands, c'est-à-dire à partir d'un millimètre environ, ils sont assez souvent poecilites ; lorsqu'ils englobent des plages de quartz, celles-ci sont souvent limitées par des clivages de l'amphibole (cf. contours "unilatéralement rationnels" c'est-à-dire rationnels pour la hornblende mais irrationnels pour le quartz, Spry, 1969). Pour Spry, cette texture est due à une cristallisation tectonique extensive.

L'amphibole apparaît comme le seul minéral cardinal qui soit sain ; il est exceptionnel d'observer son altération en chlorite. Par contre, en son cœur ou passant progressivement à elle on observe souvent des restes de pyroxène. Il s'agit d'une augite incolore, dont les caractères optiques ($2V = +30$ à $+40^\circ$, $\alpha = +30$ à $+35^\circ$) sont difficiles à mesurer, soit que les cristaux soient petits, soit que, altérés en amphibole, ils soient obscurcis par des pigments opaques et que leurs caractères optiques évoluent progressivement jusqu'à ceux de l'amphibole (brune de préférence, mais également verte parfois). La libération de fer sous forme d'oxyde dans la transformation pyroxène-amphibole semble absolument générale. Ceci permet d'ailleurs de supposer que certaines amphiboles vertes qui montrent en leur centre des amas d'oxydes de fer, parfois ordonnés en petites larmes opaques qui rayonnent à partir d'une phase centrale (S.G43*), proviennent de la transformation totale d'un ancien pyroxène. (Cette observation que l'on retrouve plus loin à propos de certaines boules amphiboliques à structure concentrique (N.H8F*), s'applique probablement aussi aux hornblendes vertes à cœur opaque des amphibolites du Chaillol). (Pl. IV, fig. 2 et 3).

Ceci dit, le pyroxène apparaît soit en petits cristaux dispersés, soit en reliques à l'intérieur des amphiboles, soit enfin en grands cristaux poecilites (A.Y62) parfois altérés sur leur bordure en clinozoisite (A.Y82) ou en voie de remplacement par des associations d'actinote-calcite (N.G32'). Dans certains cas (P.E47), le pyroxène apparaît en association graphique avec l'amphibole (cristaux de 0,5 à plusieurs millimètres), tous deux englobant de façon poecilite des gouttes arrondies de plagioclase totalement altéré.

Le plagioclase est séricitisé. Des fantômes de macles polysynthétiques apparaissent souvent, mais il est exceptionnel de pouvoir déterminer leur basicité primitive par des mesures optiques. D'après les quelques mesures que j'ai pu effectuer, il s'agit d'oligoclase basique ou d'andésine (An 26-35). Il semble rarement zoné (zones de séricitisation plus dense), mais on observe parfois une diminution de sa basicité au contact des cristaux d'amphibole qu'il borde ou qu'il englobe.

Le quartz, s'il apparaît assez souvent, n'est jamais abondant (quelques pour-cents). Il est rare qu'il forme des amygdales.

Le feldspath potassique (microcline) est tout à fait exceptionnel. Il est altéré.

La biotite apparaît avec une abondance (0 à quelques pour-cents) et un état d'altération très variable. Lorsqu'elle est saine, elle est fortement pléochroïque (ng brun rouge à brun orangé). Son altération commence en bandes parallèles au clivage p ; elle est souvent totale et aboutit à une chlorite incolore à verdâtre, peu pléochroïque qui devient brune, brunâtre ou bleu profond entre nicols croisés. Cette chlorite est ternie par des pigments d'épidote ou d'opacités. Biotite ou chlorite sont en cristaux disséminés mais peuvent exceptionnellement former des nids de minuscules paillettes enchevêtrées (P.E47). Il se peut que certaines paillettes pâles parfois associées à la biotite soient du plogopite.

Lorsqu'il est présent, le grenat (almandin, riche en pyrope), rosé, forme de grands cristaux arrondis (1 à 6 ou 10 mm), poecilites qui peuvent englober du quartz, des yeux de séricite, de la biotite-chlorite, ou des taches de calcite (pas d'amphibole ou de pyroxène). Il est souvent un peu altéré en produits chloriteux verdâtres qui le quadrillent comme les mailles d'un filet. A son contact, l'amphibole se décolore souvent (le pyroxène modifie sa teinte de polarisation).

Les minéraux accessoires sont relativement très abondants. Il s'agit pour l'essentiel de sphène, d'apatite et d'opacités qui saupoudrent littéralement la roche. Seul le sphène forme parfois des amas plus importants (millimétriques). Parmi les opacités que j'ai pu reconnaître je citerai la pyrite (D.K7A*), l'oligiste (A.T43*) et la magnétite (P.E47, P.F6D).

b - Les amphibolites compactes dioritiques

Ce sont des roches équantes, à grain plus fin (0,5 mm) où je n'ai jamais observé de pyroxène ou de grenat. Voici la composition de l'une d'entre elles (N.H8D*), typique : andésine (An 35-40) peu altérée, hornblende verte légèrement brunâtre, biotite orangé brun chloritisée, quartz, sphène automorphe abondant, apatite, opacités.

Le feldspath potassique peut exceptionnellement intervenir. Il semble que son occurrence soit à mettre en relation avec un passage progressif à des variétés mobilisées (diorites et granites à grain plus grossier).

Conclusion

Les amphibolites massives ou compactes constituent un type pétrographique essentiel. Il se retrouve dans les lits sombres des amphibolites rubanées et dans la plupart des blocs des amphibolites agmatitiques. D'ailleurs tous les termes de passage existent entre ces différentes variétés (cf. "roches mélangées" de Gillot-Barbieri, 1970). On peut rarement observer dans les amphibolites compactes des veinules anastomosées à bords flous, blanchâtres qui lorsqu'elles ont une taille suffisante peuvent prendre une composition et une texture dioritique : ce sont les premières manifestations nettes de la migmatisation.

2/ Amphibolites rubanées ou litées

Les amphibolites rubanées ou litées sont des roches à texture stromatique où alternent les lits sombres et les lits plus clairs. Dans les cas les plus tranchés, la biotite est seule présente dans les lits clairs, et la taille des grains y est plus forte que dans les lits sombres. L'épaisseur des lits varie depuis le millimètre jusqu'à plusieurs centimètres ; au-delà, les lits clairs sont franchement granitiques.

En fait, on peut distinguer :

- les amphibolites rubanées gneissiques où alternent des lits de gneiss à biotite avec des lits d'amphibolites (*) et de gneiss amphiboliques ;
- les amphibolites rubanées granitoïdes où les lits leucocrates plus ou moins riches en amphibole sont de nature granitique ou quartzdioritique ; leur grain est plus grossier, leur texture plus ou moins équante.

Dans les deux cas, la nature des lits sombres est la même que celle des amphibolites compactes ou plus rarement des gneiss amphiboliques. Quant aux lits plus clairs, ils sont dans le premier cas analogues aux formations

(*) Les lits biotitiques clairs peuvent exceptionnellement être remplacés par des lits pyroxéniques. C'est le cas de l'échantillon G.N39* de la face nord du Bec de l'Homme (3310 m) où les lits de pyroxénite sont à plagioclase-pigeonite-sphène. Mais on ne sait pas pour le moment si ces formations amphiboliques font partie des formations de La Lavey (Le Fort et Pécher, 1971 a).

non amphiboliques qui encadrent les amphibolites de La Lavey (cf. ci-dessous), dans le deuxième cas, on peut observer une grande variété dans la nature des lits granitoïdes : dioritiques, quartzodioritiques, ou granitiques.

Au microscope

Il est intéressant d'étudier au microscope des amphibolites finement litées comme celles de la planche XXV, figures 2 et 3.

a - Sur l'échantillon P.A43 par exemple, provenant de l'arête nord des Fétoules on peut remarquer la succession suivante (Pl. XXVII, fig. 1) :

1/ un lit de 2 cm d'épaisseur constitué par un assemblage à grain fin (0,5 mm) : andésine - hornblende verte - (quartz).

La hornblende verte est allongée selon la foliation et possède une orientation préférentielle (ng vert bleuté selon l'allongement, np jaune verdâtre). Le plagioclase est plus ou moins altéré ; il l'est totalement près des quelques paillettes de biotite qui apparaissent dans le lit.

2/ un lit de 2 à 3 mm d'épaisseur, formé par un assemblage à grain semblable (0,3 - 0,4 mm) : andésine - biotite - (hornblende verte) - quartz.

La biotite orangé-jaune a remplacé la hornblende, comme le montrent les restes de cette dernière plus ou moins décolorée et envahie de biotite. Le plagioclase est altéré et prend une teinte ocre en lumière naturelle. L'orientation reste la même, le contact avec le lit précédent suit exactement la schistosité.

3/ un lit de 2 mm d'épaisseur environ, non orienté, uniquement formé d'un plagioclase légèrement zoné, altéré (cœur pigmenté de noir, couronne ocre), à tendance automorphe et de quartz à contours indentés. Le grain est millimétrique, le contact avec le lit précédent est très légèrement discordant sur la schistosité.

4/ un lit gneissique formé d'un assemblage à grain millimétrique de quartz - plagioclase - biotite. La biotite dessine de petits lits très sinueux ; elle se concentre parfois en petits nids et ceinture souvent le plagioclase (texture cloisonnante) ; de teinte orangé-jaune identique à celle du lit 2), elle montre par endroits quelques débuts de chloritisation. Le plagioclase (oligoclase - andésine), subautomorphe, est toujours altéré comme en 3). Le quartz constitue des plages, fragmentées en petits grains engrenés.

Au total, chaque lit se distingue beaucoup plus par sa composition minéralogique que par la variation de composition chimique des minéraux : la biotite possède la même teinte dans tous les lits et la teneur en albite du plagioclase augmente peu. Une exception doit toutefois être signalée : le sphène est également abondant dans les quatre lits. Enfin, l'altération des minéraux et surtout du plagioclase va en augmentant des lits les plus sombres vers les lits les plus clairs, les plus granitoïdes.

b - Nature variable du lit granitoïde

Selon les échantillons, la texture gneissique ou équante, la présence ou l'absence de feldspath potassique et d'amphibole, ainsi que le grain de ce lit aboutissent à une grande variété d'aspect et de nature des lits clairs granitoïdes (lit 4 de l'échantillon précédent) : gneiss à biotite et oligoclase ; gneiss à biotite et deux feldspaths ; diorites et quartzodiorites ; (syénites) rares ; granites et pegmatites granitiques.

Lorsque le lit est granitique, sa concordance avec la foliation générale est d'autant moins bonne que le grain est plus grossier. Ceci se voit bien sur la planche XXV, figure 3 où le lit central pegmatitique recoupe franchement la tête du pli et se termine en biseau vers la gauche, tandis que des lits granitiques plus fins accompagnent le plissement des lits amphiboliques ou sont boudinés (fig. 61).

c - Petits plis des amphibolites litées

Les amphibolites litées constituent un matériel de choix pour l'étude des plissements. L'exemple en sera pris sur l'échantillon B.B3B provenant à 2310 m du cirque sud du Grun de Saint-Maurice (Pl. XXVII, fig. 2).



Figure 61 - Représentation d'un lit aplitique boudiné interfolié dans des gneiss faiblement amphiboliques (W Col du Baton, 2870 m).

La roche est constituée d'alternances de quelques millimètres d'épaisseur de lits sombres amphiboliques (grain de quelques dixièmes de millimètre) à quartz-plagioclase séricitisé-biotite (chlorite)-hornblende verte brunâtre et de lits clairs granitoïdes à quartz-plagioclase séricitisé-biotite chlorite.

La schistosité est surtout marquée par l'allongement des paillettes de mica, mais également par l'orientation préférentielle de l'amphibole et l'aplatissement assez général du plagioclase. La schistosité est plan axiale (Pl. XXVII, fig. 2), c'est-à-dire que la cristallisation de la majorité des minéraux est syntectonique. Toutefois, on remarque dans les lits granitoïdes quelques légers boudinages (renflement du lit granitoïde) accompagnés d'une certaine désorientation des micas.

3/ Gneiss amphiboliques

Les véritables gneiss amphiboliques sont des roches à grain moyen (millimétrique) à quartz - deux feldspaths - biotite et amphibole. Ce ne sont pas des roches très fréquentes ; du moins, elles n'affleurent pas souvent sur de grandes étendues (*). J'en ai toutefois noté de beaux affleurements au sommet de la Cime du Vallon et dans l'arête qui s'en détache à l'Ouest vers le col des Sellettes.

Ce sont des roches assez sombres à structure gneissique nette dont les lits leucocrates quartzofeldspathiques, de un à plusieurs millimètres d'épaisseur sont plus continus que les lits sombres. La présence d'amphibole ne se décèle pas toujours au premier regard, ce qui ne facilite pas la reconnaissance de ces gneiss sur le terrain.

Au microscope

a - Echantillon type P.G31 a provenant du sommet 3409 de la Cime du Vallon (fig. 60).

C'est une roche hétérogranulaire (0,5 à 10 mm) qui a la composition minéralogique suivante :

quartz	apatite
microcline	sphène
plagioclase	épidote-clinozoïsite
hornblende brun vert	trémolite
chlorite (biotite)	zircon
	opaques

(*) Les "faciès mixtes" de Gillot-Barbieri (1970, p. 65) se rapprochent de nos gneiss amphiboliques par l'association du feldspath potassique (jusqu'à 30 %) et de l'amphibole. Toutefois leur auteur qui les considère comme des "roches mélangées" n'en fait que des termes de transition entre roches claires et sombres, à texture équate ou peu orientée, et non gneissique comme ici.

La plupart des minéraux ont des extinctions ondulantes. Les contacts entre minéraux blancs sont souvent soulignés par des couronnes cataclastiques.

Le feldspath potassique forme des porphyroblastes faiblement poecilites, allongés selon la foliation et atteignant couramment 5 à 6 mm de long. Entre nicols croisés, il possède l'aspect moiré du microcline, il est perthitique (fuseaux et tâches). Le plagioclase apparaît obscurci par une teinte beige en lumière naturelle : il est altéré en séricite. C'est un oligoclase aux contours généralement xénomorphes, souvent arrondis et cernés d'une couronne de chlorite.

Il existe toutes les formes de passage entre la hornblende brun-vert saine et la biotite brun rougeâtre ultérieurement chloritisée (Pl. XXVII, fig. 3 et 4). Au contact de certains cristaux d'amphibole avec la chlorite, la hornblende est décolorée sur une petite épaisseur. Ce phénomène est probablement analogue à celui que l'on observe sur le trajet des filonnets tardifs lorsqu'ils recoupent des cristaux d'amphibole : ceux-ci sont alors transformés en cristaux et fibres de tremolite incolore qui se joignent à la paragenèse à quartz-épidote-sphène et opaques du filonnet.

Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est très abondante.

b - Echantillon N.E.81* provenant de la rive gauche du couloir oriental de la brèche d'Olan, à 2930 m d'altitude.

L'affleurement montre de grandes dalles horizontales formant marche d'escalier en bordure du glacier. Le gneiss, violacé, assez sombre, possède une belle foliation et montre par place dans les lits leucocrates, millimétriques à centimétriques, des yeux étirés de feldspath potassique. Il paraît peu altéré.

Au microscope, on observe effectivement une roche très saine à grain millimétrique : c'est le seul exemple d'un échantillon où apparaisse la paragenèse suivante : quartz - deux feldspaths - pyroxène - amphibole - biotite.

Les lits clairs sont formés de grandes plages de quartz composées de nombreux cristaux plus ou moins indents, d'un feldspath potassique perthitique pouvant atteindre 1,2 cm de long, qui ne présente le quadrillage du microcline que sur les plus petits cristaux, et d'un plagioclase (oligoclase An 26-28) dont l'altération prend souvent l'aspect d'une saussuritisation. Il y a de nombreux bourgeons myrmékitiques.

Dans les lits sombres, épais souvent de près d'un centimètre, on retrouve le quartz et le plagioclase, mais l'essentiel est composé de minéraux ferro-magnésiens et calciques allongés selon la foliation. Une biotite très pléochroïque d'abord (ng brun orangé, np subincolore) en paillettes allongées à extinction légèrement onduleuse, qui semble reprendre une amphibole verdâtre (hornblende verte $2V = -73^\circ$) et la décolore à son contact (Pl. XXVII, fig. 3 et 4). Enfin, au centre de certains cristaux ou d'amas de cristaux d'amphibole, on observe un pyroxène incolore (augite $2V = +56^\circ$,

$\alpha = +37^\circ$) dont les contours automorphes subsistent parfois même lorsque son cœur est remplacé par des taches d'amphibole. La reprise du pyroxène par l'amphibole est parfois telle que la macle R (100) de l'augite se poursuit dans la hornblende, mais la limite entre les cristaux est nette, à l'inverse de ce qu'on observe d'habitude.

Les minéraux accessoires sont par ordre d'abondance : l'apatite, les opaques, le sphène, le zircon et l'allanite.

Conclusion

Au total, les gneiss amphiboliques apparaissent comme un intermédiaire entre les amphibolites litées décrites précédemment et les gneiss à biotite que l'on trouve normalement intercalés dans les formations de La Lavey (cf. ci-dessous).

La transformation de l'amphibole en biotite, ainsi que la porphyroblastèse des feldspaths potassiques suggèrent l'apport de quantités importantes de potassium. L'association de la hornblende avec le feldspath potassique est un exemple de l'évolution par mobilisation des roches amphiboliques vers des termes granitiques, l'autre possibilité plus fréquemment représentée étant leur évolution vers des termes dioritiques.

Nous allons retrouver cette double évolution lors de l'étude des agmatites amphiboliques.

4/ Agmatites amphiboliques (Pl. XXVIII, XXIX et XXX)

Ce sont parmi les plus belles roches que l'on peut observer à l'affleurement. Elles sont formées d'un assemblage de blocs décimétriques emballés et recoupés par des filons et masses granitiques. Les blocs sont essentiellement amphiboliques ; la matière granitique a un grain qui varie de celui de l'aplite à celui de la pegmatite la plus grossière (sur le versant ouest du col du Sellar il y a des feldspaths qui dépassent 25 cm) ; généralement très leucocrate, cette matière peut se charger en amphibole verte.

Parmi les très nombreuses occurrences d'agmatites que j'ai rencontrées, je citerai quelques lieux privilégiés, soit à cause de la particulière beauté des affleurements, du Nord au Sud :

- alentours du refuge Evariste Chancel,
- col et crête nord des Fétoules,
- attaque de la voie normale de l'Olan,
- partie orientale du Clot des Levats,
- versants occidental et oriental du col du Sellar, ou Pas des Aupillous.

L'opposition entre la teinte sombre des blocs et la blancheur du "ciment" se remarque de fort loin, et c'est uniquement en avion ou en hélicoptère que j'ai pu reconnaître certaines occurrences de ces agmatites comme celles de la face nord du Pavé, celles de la base nord de la Pointe Madeleine, ou celles de la face NNW de l'Olan.

a - Agmatites des Fétoules

Déjà remarquée par Bellair (1948, p. 46), les affleurements des alentours du col des Fétoules (3145) constituent un magnifique champ d'observation de plusieurs hectares de superficie (Pl. XIX, fig. 1 et 2 et Pl. XXX, fig. 1).

Les blocs se répartissent en trois catégories selon leur nature et leur structure :

- 1/ nature amphibolique, structure non orientée amphibolique ou dioritique (Pl. XXX, fig. 1) ;
- 2/ nature amphibolique, structure litée ou rubanée (fig. 62 et Pl. XXIX) ;
- 3/ nature gneissique à biotite, structure rubanée (Pl. XXIX, fig. 2). Ce dernier cas apparaît rarement seul.

Tous les intermédiaires existent entre chacune de ces trois catégories. La figure 2 de la planche XXIX montre par exemple un bloc formé pour deux tiers d'un gneiss à biotite et pour le tiers restant d'une amphibolite litée assez massive.

Les blocs ont une forme généralement bréchôïde, mais arrondie aux angles. De plus, ces blocs ne sont pas grossièrement circulaires mais aplatis selon un plan. Ce plan, analogue à un plan de foliation est à peu près commun à l'ensemble des blocs et peut facilement se mesurer sur un affleurement suffisamment étendu (Pl. XXVIII, fig. 1). Soulignons toutefois que ce plan d'aplatissement ne se confond à peu près jamais avec le plan de foliation des blocs à structure gneissique litée ou rubanée ; ce dernier est a priori quelconque par rapport au premier. Cette observation a souvent conduit à la notion d'enclaves déplacées.

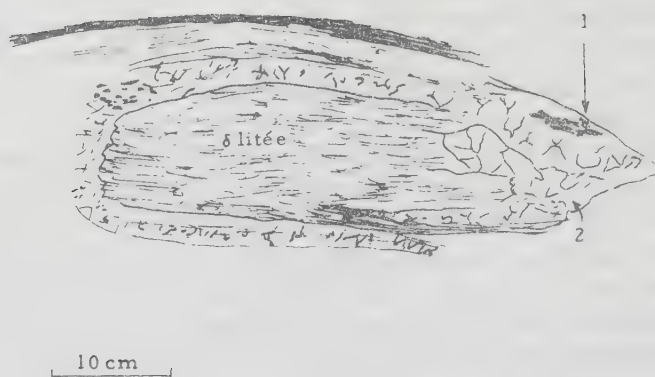


Figure 62 - Poisson amphibolique ayant conservé sa structure litée, cerné de pegmatites amphibolitiques, stratoides sur les côtés, en amas ou liserés flous aux extrémités. (Sud-Est du col de Verdonne, 2990 m, S. M53).

1 : nid amphibolique ;
2 : granite amphibolique à tendance pegmatitique.

La matière granitique qui emballe ces blocs fait office de ciment. On peut grossièrement la diviser en trois types selon sa granulométrie :

- 1/ type aplitique à grain fin et constant. Il apparaît à peu près uniquement sous forme de filons, parfois très fins (millimétriques), qui dépassent rarement 50 à 70 cm de puissance. Ils ne sont jamais amphibolitiques ;
- 2/ type pegmatitique à grain grossier qui apparaît surtout sous forme de taches, lentilles et bouffées de taille variable : quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Également pauvre en minéraux mélanocrates (micas et amphibole), ce type peut cependant s'enrichir sur des bordures en cristaux d'amphibole de plusieurs millimètres de longueur. Ses contacts sont généralement flous ; il prend exceptionnellement la forme d'un filon. Quant aux feldspaths, ils atteignent souvent une taille de plusieurs centimètres, mais présentent rarement des formes automorphes.
- 3/ type granitique de grain variable. C'est soit un intermédiaire entre les deux types précédents, soit un type individualisé en filons ou taches diffuses. Il se charge souvent en biotite ou amphibole et peut prendre une allure dioritique ; la taille de ces cristaux sombres varie comme celle des autres minéraux du granite. Sa texture est fréquemment tourbillonnaire.

Chacun de ces types peut passer en continuité à l'un des deux autres. D'autre part, cette matière granitique ne joue pas simplement le rôle d'un ciment vis-à-vis des blocs :

- à l'intérieur des blocs, des filonnets de type aplitique peuvent recouper les blocs ; on peut parfois observer la relation qui existe entre l'emplacement de ces filonnets et celle de petites fractures. De plus, lorsque les blocs ont une structure planaire, il arrive qu'ils soient fréquemment pénétrés par des filets granitiques peu nombreux, disposés de préférence selon le litage des blocs (Pl. XXIX, fig. 1 et Pl. XXX, fig. 2, par exemple) ;
- sur le pourtour des blocs il se forme assez fréquemment une couronne leucocrate quartzofeldspathique à tendance pegmatitique (Pl. XXIX, fig. 4).

Enfin, toutes ces manifestations granitiques sont à peu près contemporaines, à l'exception peut-être de quelques rares filons plutôt aplitiques que l'on peut voir recouper indifféremment blocs et matière granitique.

b - Le problème du "déplacement des blocs"

J'ai dit ci-dessus la direction quelconque de la foliation des blocs sur le plan général d'aplatissement de ces mêmes blocs. Il est généralement impossible, faute de repère, de connaître la nature et l'intensité des mouvements qui ont amené les blocs dans leur situation actuelle.

Toutefois, au pied de la face NNW de l'Olan vers 2200 m j'ai pu, sur un énorme rocher (Pl. XXVIII, fig. 4) provenant probablement d'un éboulement de la partie orientale de la face, faire quelques observations. A la faveur d'un petit niveau leptynitique à grain fin doublé sur un côté d'un lit gneissique à biotite, j'ai pu reconstituer à travers plusieurs blocs le tracé initial de ce niveau, tronçonné ultérieurement par la matière granitique. On peut envisager la continuité entre chaque bloc en faisant intervenir un pli généralement simple qui s'amorce souvent dans chacun des blocs. La matière granitique semble avoir pris la place de plis souvent aigus ; la direction de l'axe de ces plis est cependant variable d'un pli à l'autre.

Ces considérations rejoignent celles développées par Perrin et Roubault (1955) suivant lesquelles la naissance de foliations contournées ou "discordantes" et la granitisation de ces roches "sont des phénomènes contemporains ou faisant, tout au moins, partie d'un même cycle métamorphique".

c - Occurrences semblables déjà citées ou étudiées

Bellair (1948, p. 146) parle des fragments de roche amphibolique du col des Fétoules, fragments arrachés au toit gneissique et noyés dans le granite (en l'occurrence, ce serait celui du Vallon des Etages). Mais cet auteur a confondu granite circonscrit et migmatites dont la limite parfaitement tranchée passe à l'Est du col des Fétoules. Il reste que pour Bellair, les agmatites amphiboliques sont liées à la proximité d'un granite circonscrit, que celui-ci soit visible ou non. Or ceci ne me semble pas une généralisation valable : à l'encontre du cas du col des Fétoules on pourrait citer celui de nombreux autres contacts entre granite et formations amphiboliques qui ne se traduisent pas par la présence d'agmatites (Euret pour le même granite, Turbat pour le granite de Turbat et même grosse enclave amphibolique litée au Sud du col de Clot-Chastel, emballée dans ce même granite du Vallon des Etages, etc.). Inversement, beaucoup d'occurrences d'agmatites semblent assez éloignées du contact du granite : la face nord - nord-ouest de l'Olan en fournit le meilleur exemple car à moins d'imaginer un massif de granite de forme très complexe et jamais rencontré, certaines agmatites du haut de la face sont certainement éloignées de plus de 1000 m du granite.

Pêcher (1970, p. 52 et photo 2, p. 61) parle de la texture agmatitique que peuvent acquérir les amphibolites de l'Ailefroide-Pelvoux sur leur bordure, dans la région du col du Sellar, impliquant une mobilisation plus poussée.

Malaroda dans son atlas pétrographique de l'Argentera présente de nombreuses photos d'agmatites essentiellement amphiboliques (1968, planches 26 à 31). Elles appartiennent aux formations du complexe de Malinvern-Argentera. La figure 1 de la planche 27 est particulièrement typique.

d - Description microscopique

1. Locus typicus : bloc agmatitique dioritique P.A31 du sommet des Fétoules

La majeure partie du bloc est formée d'un matériel quartzodioritique de grain assez fin (0,5 à 1 mm), analogue à celui d'une amphibolite massive à grain fin. Sa composition minéralogique est la suivante :

oligoclase-andésine (An 28-30)	sphène
hornblende vert brunâtre	apatite
chlorite	(calcite)
quartz	

Le plagioclase est moyennement séricitisé. La hornblende verte très pléochroïque a des formes subautomorphes ($2V = -82^\circ$, $\alpha = +19^\circ$). Le quartz est peu abondant.

Sur la bordure de ce bloc, on observe une couronne d'environ 1 cm d'épaisseur où l'amphibole est totalement remplacée par une chlorite (bleu profond entre nicols croisés). Le contact avec la partie dioritique est net, il se fait sur l'épaisseur d'un cristal et montre le phénomène de remplacement total de l'amphibole par la biotite ultérieurement chloritisée. Il est souligné par la brusque augmentation de l'altération du plagioclase, très visible en lumière naturelle où elle se traduit par le noircissement du plagioclase depuis son coeur.

Vers l'extérieur, cette couronne se termine par une écorce de 2 mm d'épaisseur formée essentiellement de chlorite disposée à plat parallèlement à la surface du bloc, soulignée par de petits niveaux de calcite d'exsudation et tachetée de grains d'épidote surtout vers le bord externe.

Le contact avec la partie leucocrate (leucosome) qui enveloppe le bloc, est brutal. Celle-ci a un grain plus grossier (1 à 3 mm). Elle est essentiellement formée de quartz en plages allongées parfois très grandes (4 à 5 mm de long) d'oligoclase légèrement zoné très altéré et de paillettes de chlorite identique à la précédente mais peu abondante.

Le feldspath potassique n'apparaît que plus loin du contact avec le bloc dioritique. Dans un échantillon prélevé à une dizaine de centimètres de ce bloc, on observe la composition minéralogique suivante (pourcentages volumétriques obtenus par comptage des 1000 points dans l'échantillon P.A31) :

quartz	28 %	apatite
microcline	34 %	zircon
plagioclase	37 %	opaques
chlorite-biotite	1,5 %	
	100,5 %	

La texture grenue est assez grossière (3 à 10 mm). Le quartz à extinction roulante est en grandes plages parfois indentées. Le feldspath potassique apparaît souvent moiré, en porphyroblastes très perthitiques, poecilolithiques (quartz, plagioclases automorphes, paillettes de biotite). Le plagioclase est un oligoclase assez altéré, légèrement zoné. La chlorite provient d'une biotite complètement chloritisée et présente des granulations d'épidote dans ses clivages.

Cette partie granitique ressemble donc de façon assez banale au granite de Turbat-Lauranoure ; mais je ne dispose malheureusement pas d'analyse chimique de cette roche.

Les variétés dioritiques intermédiaires ont été décrites par Gillot-Barbieri (1970) qui en donne la composition minéralogique suivante :

quartz	(0 à 9 %)	sphène
plagioclase altéré zoné et automorphe	(43 à 60 %)	allanite
feldspath potassique	(0 à 13 %)	épidote
biotite-chlorite	(4 à 24 %)	zircon
hornblende verte à brune magnésienne	(5 à 50 %)	apatite
($2V = -78/-80^\circ$, $\alpha = +18/+19^\circ$)		opaques

2. Remarques complémentaires

On peut donc distinguer trois zones successives dans une agmatite amphibolique :

- le coeur amphibolique qui peut ressembler à n'importe laquelle des amphibolites massives ou rubanées ;

- une couronne éventuellement doublée d'une écorce, plus potassique à l'origine (remplacement partiel ou total de l'amphibole par de la biotite) mais où se sont produits des phénomènes de rétromorphose importants : chloritisation et séricitisation. Le quartz y est généralement plus abondant que dans le coeur. Toutefois, l'épaisseur de cette couronne est variable ; elle peut même fréquemment ne pas exister, surtout lorsqu'il s'agit d'un contact avec un filon tardif qui découpe un même bloc (notamment les filons aplitiques) ;

- une enveloppe leucocrate, peu ou pas orientée, à grain plus grossier, qui présente toutes les variations entre une diorite très plagioclasique (andésine-hornblende) et un granite à biotite (quartz-microcline-oligoclase-biotite-chlorite). Plus la masse leucocrate est importante entre deux blocs, plus son coeur a des chances d'être granitique. La basicité a toujours tendance à augmenter en s'approchant d'un bloc amphibolique.

Il n'y a en définitive qu'une différence de degré de mobilisation entre les amphibolites rubanées granitoïdes et les amphibolites agmatitiques. Cette différence a d'ailleurs pu dans certains cas, sinon dans tous, être renforcée par l'intensité du plissement : lorsque les blocs amphiboliques présentent des plis encore visibles, leur charnière est presque toujours granitisée (Pl. XXVIII, fig. 3).

5/ Boules amphiboliques à structure concentrique (Pl. XXX, fig. 3 et 4 et Pl. XXXI)

On rencontre assez fréquemment dans les formations amphiboliques des masses grossièrement ovoïdes, vert foncé, qui semblent composées uniquement de minéraux sombres : biotite-amphibole-pyroxène de taille millimétrique. La taille de ces boules est très variable : de quelques centimètres à quelques mètres de grand axe ; leur forme est d'autant plus elliptique et discoïde que leur taille est plus grande.

Une autre caractéristique essentielle de ces boules est de posséder une structure concentrique et radiaire, visible seulement lorsque ces boules ont été sectionnées. J'en ai observées depuis la Romanche (fig. 63) (en aval de La Grave et à la Rampe-des-Commères) jusqu'au Sellar (Pl. XXX, fig. 3) et depuis la Cime d'Orgières jusqu'aux éboulis de l'Ailefroide. C'est dire que leur occurrence est des plus générale. A l'Est elles ont été citées par Gillot-Barbieri (1970, p. 55) qui les regroupe avec les agmatites et surtout par Pêcher (1970, p. 53) qui en donne une description dans son inventaire des "faciès de l'Ailefroide-Pelvoux" dans le versant oriental du col du Sellar. Malaroda en donne une excellente photo dans son atlas pétrographique de l'Argentera (1968, Pl. 10, fig. 1), mais la courte légende qui la présente comme "un septum de marbre avec une auréole d'actinote dans des anatexites à biotite" semble erronée, tant en ce qui concerne la nature de la boule que la nature de l'encaissant.

Contrairement à ce qu'en dit Gillot-Barbieri, ces boules ne semblent pas se rapporter à un niveau particulier. Dans tout horizon amphibolique assez dense elles peuvent apparaître, y compris dans les gneiss ocellés amphiboli-

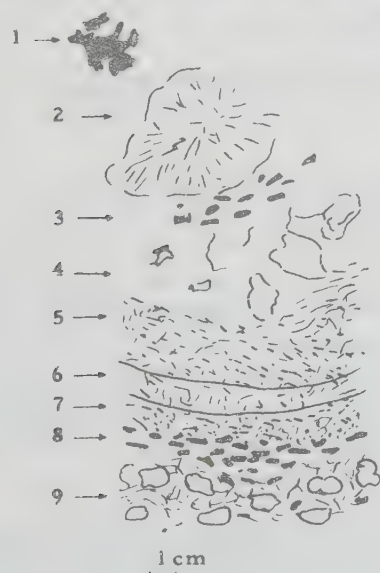


Figure 63 - Exemple d'occurrence de différents termes amphiboliques. (Peyrou d'Aval, 2665 m, D.M53).

- 1 : nid d'amphiboles à gros grain ;
- 2 : géode amphibolique radiaire ;
- 3 : lit amphibolique sombre ;
- 4 : pegmatite
- 5 : lit granodioritique ;
- 6 : lit granitique ;
- 7 : lit granodioritique ;
- 8 : lit amphibolique très sombre ;
- 9 : pegmatite amphibolique.

ques. En fait il semble, notamment à la Cime du Vallon, que l'apparition des boules amphiboliques est liée à l'existence de bancs granitiques suffisamment épais dans un contexte d'amphibolites massives. Il est rare qu'une de ces boules apparaisse seule ; la première impression est qu'elles forment des chapelets allongés selon la foliation générale, mais en cherchant de façon plus attentive, il apparaît que ces boules se distribuent en zones assez larges sans contour précis, souvent associées à des agmatites et en tout cas remarquables par l'opposition entre leur teinte très sombre et le matériel dioritique clair qui les entoure.

Le contact entre ces boules et le matériel dioritique à gros grain qui les enveloppe est toujours tranché. Ce matériel dioritique présente des veines plus sombres, irrégulières et floues, boursouflées au niveau des boules (Pl. XXX, fig. 4) ; de plus, on y remarque souvent des lentilles granitiques pegmatitiques claires. La figure 63 dessinée d'après un affleurement à l'Ouest du refuge Chancel donne une bonne idée des relations entre les boules et le matériel granitique et amphibolique qui les entoure.

La boule elle-même est souvent formée d'une suite d'enveloppes concentriques. A la périphérie peut apparaître une mince pellicule de biotite violacée, puis vient une écorce centimétrique amphibolique à structure radiale ; le coeur, généralement moins orienté peut encore être composé de plusieurs zones : une zone amphibolique très verte tandis que le noyau est généralement altéré, savonneux au toucher, parfois violemment coloré en rouge sombre.

Au microscope

On peut dire schématiquement que les boules les plus complètes sont formées d'une succession de quatre ou cinq enveloppes successives ; de la périphérie au centre, on peut distinguer (Pêcher, 1970, p. 53) :

a/ une enveloppe très fine de biotite. Les paillettes plaquées à la surface de la boule ont souvent gardé macroscopiquement une couleur violette-mordorée ; au microscope, elles ont un Ng orangé-brun pléochroïque, mais sont souvent décolorées (chloritisées) et tachés d'oxydes opaques. De plus elles sont souvent flexueuses. L'épaisseur de cette enveloppe ne dépasse pas celle de quelques cristaux de biotite, mais elle peut également manquer par places (Pl. XXXI, fig. 2).

b/ une couche d'amphiboles vertes disposées radialement. Le pléochroïsme de cette amphibole est souvent peu intense, son habitus à tendance automorphe, sa taille millimétrique. L'épaisseur de cette couche est de l'ordre du centimètre.

c/ une nouvelle couche centimétrique d'amphiboles apparemment identiques mais où l'orientation radiale disparaît et peut faire place à une orientation parallèle à la surface (Pêcher, 1970).

d/ "une couche composée essentiellement d'oxydes de fer, épaisse d'un centimètre" (Pêcher, 1970) que je n'ai personnellement jamais rencontrée aussi nette.

e/ un coeur à texture équiaxe, formé d'un assemblage varié de minéraux ferromagnésiens et calciques :

Dans un échantillon du versant occidental du col du Sellar (S.J41, 2735 m) le coeur est formé d'un assemblage de cristaux millimétriques subautomorphes de deux amphiboles. La première, incolore mais dont les clivages sont salis par des oxydes est une anthophyllite légèrement zonée ($2V = +63$ à 64° ce qui correspond à 35 % de terme ferrifère). La deuxième, légèrement verdâtre et pléochroïque appartient à la série tremolite-actinote ($2V = -84^\circ$ à -79° , $\alpha = +14^\circ$ à $+19^\circ$) plutôt magnésienne. Enfin de minuscules paillettes d'une chlorite et de talc (?) parsèment cet échantillon. Les oxydes de fer sont peu abondants.

Dans un échantillon décimétrique provenant du pied de la face ouest du Lambert (P.H43', 2430 m), le coeur de la boule (e), très altéré, est difficile à déterminer. On y reconnaît une phlogopite faible-

ment pléochroïque, parfois associée à une trémolite incolore ; il apparaît également quelques très rares cristaux de quartz et d'apatite. Le fond de la roche est composé d'une matière irisée en lumière polarisée, salie par des pigments opaques et où l'on peut reconnaître un carbonate très finement cristallisé et peut-être un peu de talc (?). Ce carbonate a certainement pris la place d'un minéral complètement disparu.

Dans un échantillon de quelques centimètres provenant de la moraine frontale du glacier d'Olan (N.G8B, 2575) (Pl. XXXI, fig. 1 et 2) le coeur de la boule est formé en majeure partie d'amphiboles à tendance automorphe. L'une, légèrement verte aux clivages légèrement salis, est zonée avec un coeur plus pâle ; il s'agirait d'une actinote au coeur ($2V = -80^\circ$, $\alpha = +10^\circ$) passant progressivement à une hornblende verte sur la bordure ($2V = -80^\circ$, $\alpha = +20^\circ$). L'autre plus pléochroïque dans les tons verts est une hornblende verte ($2V = -84^\circ$, $\alpha = +17^\circ$) ; sa taille est dans l'ensemble plus grande que celle de la première. On remarque également quelques cristaux de forme amiboïde d'un pyroxène incolore, sali par des oxydes de fer et des taches brunâtres, parfois légèrement repris sur ses bords par l'amphibole ; c'est une augite assez difficile à déterminer avec précision ($2V = +46^\circ$, $\alpha = +40^\circ$). Enfin, on trouve encore parmi les minéraux principaux, mais en faible quantité, une chlorite tordue pigmentée d'oxydes. Les opaques sont abondants et se rassemblent de préférence près des pyroxènes. On trouve encore du sphène et de l'apatite.

Enfin, dans un autre échantillon d'une quinzaine de centimètres provenant à peu près du même endroit que le précédent (N.H8F*, 2495) et formé uniquement par le coeur d'une boule, on observe au microscope d'énormes cristaux (plusieurs millimètres) d'augite à tendance automorphe, légèrement poecilitiques. Entre ces cristaux disséminés apparaissent de grandes plages lobées formées d'un assemblage graphique de fuseaux ou vermicules d'oxydes opaques et de spinelle vert (hercynite) d'actinote et peut-être de fines paillettes de chlorite (?). Sur les pourtours de ces grandes plages, les vermicules d'oxyde et de spinelle disparaissent, la calcite apparaît en minuscules cristaux. Enfin, les espaces entre les cristaux de pyroxène et les amygdales lobées, sont remplis par un damier assez régulier d'actinote très peu pléochroïque, dans lequel s'insèrent quelques paillettes de chlorite et de petites plages informes d'opaques (Pl. XXXI, fig. 3 et 4).

Bien que les plages lobées ne reproduisent pas les contours des pyroxènes automorphes, on peut penser qu'elles en proviennent cependant par altération hydrothermale. On observe en effet sur quelques pyroxènes des débuts d'altération en actinote et oxyde opaque qui présentent l'arrangement graphique caractéristique des amygdales. La réaction d'altération serait :



L'augmentation de volume impliquée par cette réaction expliquerait la disparition des formes automorphes du pyroxène.

Il est rare que ces cinq couches apparaissent. Beaucoup de boules n'en possèdent que trois : a, b et e ; les plus petites n'en présentent même souvent que deux : a et e (parfois a et b).

Quant à la matière granitoïde qui emballe directement ces boules, elle est formée de :

quartz	apatite
andésine (An 29 à 34)	sphène
biotite-chlorite	zircon
hornblende verte	

Le plagioclase n'est pas toujours facile à déterminer : il est souvent très séricitisé.

La biotite peut être complètement altérée en chlorite : saine elle est brun rougeâtre.

L'amphibole est généralement saine mais souvent tordue ($2V = -76^\circ$, $\alpha = +22^\circ$) ; elle ressemble fort à celle des boules ; elle est également subautomorphe ; on n'observe jamais de pyroxène ou de restes de pyroxène.

Le quartz xénomorphe et surtout le plagioclase arrondi sont ceinturés par la biotite qui forme soit de longues flammes tordues, soit des nids de petites paillettes enchevêtrées (texture cloisonnée).

On peut fréquemment observer sur le pourtour immédiat des boules un liseré de un à quelques millimètres de matière granitoïde leucocrate, sans amphibole et pauvre en biotite. Elle est limitée du côté de la boule par l'enveloppe a, de l'autre côté, on peut parfois retrouver une ceinture analogue de biotite avant de passer à l'assemblage dioritique à plagioclase-hornblende-biotite.

Conclusion

On peut avancer deux hypothèses quant à l'origine de ces boules amphiboliques :

1/ Ce sont d'anciens calcaires ou roches carbonatées ayant réagi lors de la migmatisation. Ces roches auraient alors acquis leur structure concentrique par migration différentielle d'éléments. Ce processus étudié par Eskola en Scandinavie, est présenté par Mehnert (1968, p. 303 et fig. 113, 118) ; il est invoqué par Malaroda (1968) pour expliquer les occurrences analogues du massif de l'Argentera, par Gillot-Barbieri (1970) et Pêcher (1970) pour celles de la partie orientale du Haut-Dauphiné.

A l'encontre de cette hypothèse, on note d'abord que ces boules ne forment pas de niveaux bien définis comme le feraient des bancs calcaires. La très grande taille de certaines de ces occurrences s'explique également mal dans le cadre de ce processus où les migrations d'éléments chimiques ne dépassent pas quelques centimètres ; "même dans le cas d'une mobilisation géochimique vigoureuse et d'une migration importante des éléments dans les roches migmatitiques encaissantes, la distance de migration dans les enclaves carbonatées demeure faible" (Mehnert, 1968, p. 304). De plus, on comprend mal alors l'existence d'une couronne de minerais. Enfin, le passage de ces boules amphiboliques aux cipolins n'a jamais été observé.

2/ Il s'agit de reliques de masses ultrabasiques d'une série gabbro-dolérite, ou encore de corps étrangers, de xénolithes, analogues en plus petit à ceux de Belledonne (Chamrousse).

Dans cette hypothèse, l'acquisition de la structure concentrique est également métasomatique, mais les migrations de matière à invoquer sont beaucoup plus faibles puisque la composition du coeur des boules en est très proche. Il est probable d'ailleurs que dans les premiers temps de la migmatisation, ces masses ultrabasiques auraient été éclatées par des filons granitoïdes (Mehnert, 1968, fig. 121), avant d'acquies par métasomatose leur structure concentrique essentiellement externe.

Quoi qu'il en soit, les problèmes posés par ces niveaux sont très complexes et feront l'objet d'une publication ultérieure.

6/ Cipolins

Il y a peu de cipolins dans l'ensemble amphibolique. Ils sont réduits à de minces niveaux interfoliés mais boudinés dans des amphibolites stratofides, souvent compactes. A vrai dire, il est plus fréquent d'apercevoir des blocs de cipolin dans les éboulis où leur teinte blanche attire l'oeil, que de les trouver en place.

Il se pose alors le problème de savoir si ces blocs en éboulis proviennent bien de niveaux de cipolins ou s'il s'agit de remplissages carbonatés de failles alpines. L'hypothèse ne peut parfois être levée qu'au microscope : la présence de minéraux de métamorphisme calco-magnésiens est caractéristique des cipolins. Parfois cependant, le laminage intense subi par ces échantillons ne permet plus d'en reconnaître l'origine.

Ces cipolins sont des roches de couleur claire, généralement verdâtre ou bleutée, parfois rosée. Ils ne présentent normalement pas de litage. Les minéraux silicatés qu'ils contiennent apparaissent parfois en relief si leur taille est suffisante.

Au microscope (Pl. XXXII, fig. 1 et 2)

Parmi les quelques échantillons récoltés, j'ai reconnu trois variétés de cipolins :

a - cipolins à pyroxène (P.G4A) (Pl. XXXII, fig. 2) : ce sont les plus fréquents. Le pyroxène incolore est une augite qui se présente en cristaux elliptiques de quelques dixièmes à un ou deux millimètres de long. Il montre entre nicols croisés de nombreuses macles h_1 (100). Son abondance varie de quelques pour-cents à plus de 50 % dans certaines zones très locales. Le reste de la roche est formé de cristaux de calcite (0,3 à 2 mm et plus) en mosaïque. Il peut éventuellement (S.H2E) s'y adjoindre de petits cristaux d'épidote.

Un cas particulier intéressant est constitué par l'échantillon P.C52 provenant d'un rognon affleurant au milieu du glacier de La Lavey. L'échantillon est parcouru par une bande amphibolique à proximité de laquelle le cipolin, très vaguement lité, montre l'assemblage minéralogique suivant :

calcite - pyroxène verdâtre - grenat - quartz - (chlorite)

D'anciens plagioclases ont été probablement totalement séricitisés.

b - cipolin à amphibole (N.D7B*) (Pl. XXXII, fig. 1). Le fond de la roche est formé d'un assemblage très fin (0,05 mm) de cristaux de calcite, de trémolite et peut-être de chlorite. Sur ce fond se détachent de longues fibres de trémolite incolore (jusqu'à 1,5 mm) et des agrégats en mosaïque de trémolite ponctués de petites larmes d'opacités. Cette texture déjà rencontrée lors de l'étude des boules amphiboliques, correspond probablement au remplacement total d'un pyroxène.

c - cipolin à chlorite (S.D3A). L'allongement des fines paillettes de chlorite (0,05 mm d'épaisseur) confère à la roche une certaine schistosité. A côté de la calcite dominante, on reconnaît quelques plagioclases altérés et un peu de quartz. Il est probable que cet échantillon n'est déjà qu'une forme très laminée d'une roche carbonatée dont l'origine reste problématique.

3 - FORMATIONS NON AMPHIBOLIQUES (Pl. XXXII et XXXIII)

Autant les formations amphiboliques sont variées, autant celles-ci sont monotones. Ce sont essentiellement des gneiss granitiformes plus ou moins micacés, plus ou moins mobilisés, dans lesquels on observe très fréquemment des micaschistes à grain fin, résistants, à aspect de quartzites micacés ; ceux-ci se présentent soit sous forme d'enclaves arrondies dont la taille varie de quelques centimètres à plusieurs mètres, soit sous forme de niveaux continus parfois épais, notamment près des niveaux amphiboliques (au pied de la face SSE de la Cime du Vallon notamment).

1/ Micaschistes à grain fin

Ces roches massives ont sur le terrain un aspect moucheté, "pseudoamphibolique", bien reconnaissable ; seule la coloration violacée des biotites ou le vert typique des chlorites permet de les différencier. Il existe en effet des intermédiaires entre les amphibolites massives à grain fin et les micaschistes à grain fin. La schistosité de ces roches est généralement peu marquée à l'affleurement ou sur échantillon, sauf si elle est très micacée ou qu'elle a été écrasée ultérieurement. Par contre, on observe plus facilement une alternance de lits millimétriques à centimétriques, tout à tour plus clairs et plus sombres (Pl. XXXIII, fig. 4). Le plan de séparation entre les lits est net, mais à l'intérieur des lits, je n'ai jamais pu observer avec certitude une structure de type graded-bedding ou stratification oblique.

Après étude au microscope, deux types peuvent être distingués dans ces micaschistes : ceux à biotite et éventuellement grenat seuls, ceux qui montrent en plus des silicates de métamorphisme. Un troisième paragraphe sera consacré au cas particulier des enclaves à structure concentrique.

a - Micaschistes à biotite (et grenat) (Pl. XXXII, fig. 3)

Ils constituent le groupe le plus important, leur granulométrie très homogène varie de 0,2 à 0,6 mm ; leur composition minéralogique est la suivante :

quartz	22 %	(épidote)
oligoclase	41 %	apatite
biotite-chlorite	36 %	(sphène)
(grenat)	0,5 %	zircon
		(allanite)
		opaques
		0,5 %

(pourcentages volumiques sur 800 points de l'échantillon N. F84).

Quartz et plagioclase forment de petits grains arrondis. Ce dernier est, quand on peut le mesurer, un oligoclase non zoné présentant parfois une légère couronne albitique. L'altération (séricitisation) du plagioclase est variable ; beaucoup de lames sont totalement altérées, d'autres ne le sont que partiellement et l'on voit même parfois deux cristaux voisins de plagioclase dont l'un est totalement envahi par la séricite tandis que l'autre est quasi frais.

C'est l'abondance variable des minéraux ferromagnésiens qui provoque le litage observé sur le terrain. La biotite (Ng brun orangé à orangé, Np jaunâtre) en petites paillettes trapues forme un lacis fin à travers toute la roche ; elle cloisonne légèrement les minéraux blancs ; elle est orientée préférentiellement selon le litage S_0 confondu avec la schistosité S_1 . Dans certains lits plus clairs, sa teinte peut se modifier (cf. N.A88 ci-dessous). L'altération de la biotite est également variable, mais elle a généralement mieux résisté que dans les autres roches étudiées et notamment les gneiss non amphiboliques de La Lavey. La chloritisation se marque comme d'habitude par le développement de pigments d'épidote et d'opaques dans les clivages.

Le grenat se présente en petits grains subautomorphes arrondis, légèrement poecilitiques lorsqu'ils ont une taille suffisante. Ils n'apparaissent que dans certains lits, et leur abondance ne dépasse jamais quelques pour-cents. Dans l'échantillon N. F84, un petit lit grenatifère de 4 mm d'épaisseur montre une biotite légèrement plus chloritisée que dans les lits non grenatifères.

Des minéraux accessoires, ce sont toujours les opaques les plus abondants ; leur abondance varie également en fonction des lits.

b - Micaschistes à sillimanite et cordiérite (Pl. XXXII, fig. 4)

Ce sont des roches très semblables aux précédentes dans lesquelles on observe en plus les minéraux suivants : (muscovite), sillimanite, cordiérite. Peu fréquentes, il est cependant certain qu'un bon nombre de cas ont dû m'échapper : sur des roches à grain aussi fin, il est impossible de distinguer un plagioclase totalement séricitisé d'une cordiérite totalement pinitisée, même si l'organisation en "aiguilles de sapin" des produits mica-cés suggère cette dernière altération.

L'échantillon N.A77 provient des polis glaciaires en contrebas Est du col du Canard, à 2605 m. C'est un affleurement en forme de gros rognon à patine rouge, très riche en biotite, sans amphibole. La roche est fortement plissotée par endroits ; on voit de plus en plus de grosses masses de pegmatites reprises par de petits lits d'aplite qui jalonnent l'affleurement. En lame mince, le quartz forme des plages allongées selon la schistosité S_1 , tandis que le plagioclase est totalement séricitisé. La biotite (0,1 à 0,6 mm) rouge brunâtre, très abondante,

est saine ; elle est orientée préférentiellement selon S_1 confondu avec S_0 (litage). Disposée en travers de la biotite, la muscovite, abondante par endroits, marque une schistosité fruste S_2 . La sillimanite, en grosses gerbes fibreuses qui incluent quelques baguettes plus importantes, est associée à la biotite. Enfin, la cordiérite ($2V = -70$ à -72°) en cristaux arrondis, altérée selon des fentes a tendance à se grouper dans des lits préférentiels.

c - Enclaves de micaschiste à structure concentrique

L'exemple en est pris au Nord du refuge de La Lavey, sur le chemin, juste après la croix de fer forgé (N.A86* à N.A89). C'est une enclave elliptique de deux mètres de longueur, bien arrondie, à structure concentrique (fig. 64). Formée d'un micaschiste grenatifère, elle se compose de quatre couronnes de teinte plus ou moins claire, entourant un coeur plus sombre, le tout emballé dans un gneiss à deux micas localement grenatifère.

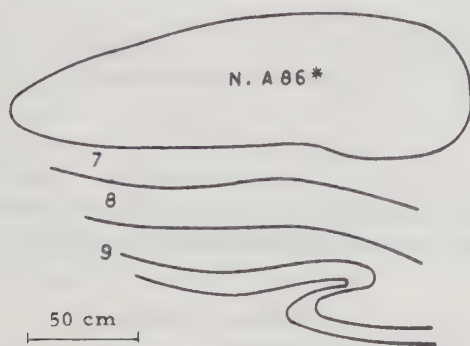


Figure 64 - Enclave elliptique à structure concentrique et grain fin, chemin du refuge de La Lavey, avant la croix.

La première couronne (N.A87) est formée d'un micaschiste à biotite-grenat-cordiérite légèrement altéré. La deuxième (N.A88) montre une succession de lits clairs à tendance leptynitique, riches en grenats assez gros associés à une biotite (Ng brun sombre), et de lits plus sombres où les grenats plus petits sont associés à une biotite d'une autre teinte (Ng brun orangé) ; elle montre également un petit lit de 0,1 mm riche en cristaux d'apatite. Les deux dernières couronnes (N.A89) ressemblent à la première mais ne montrent pas de cordiérite ; un lit chloritisé et sans grenat trace la limite entre ces deux couronnes ; enfin, on y observe un filonnet à quartz et plagioclase, issu du gneiss encaissant et dont la bordure est soulignée par de très gros grenats (4 mm) envahis de paillettes de biotite. Ce dernier phénomène s'observe à nouveau au contact du gneiss encaissant.

Cet affleurement me semble intéressant à deux titres :

- la formation de cette enclave est contemporaine de la gneissification régionale ; elle provient vraisemblablement du boudinage d'un horizon micaschisteux résistant à la mobilisation. Le métamorphisme des micaschistes est pénécemporain de cette gneissification ;
- mais l'acquisition de la structure concentrique a dû s'accompagner d'un réarrangement chimique ; le litage actuellement visible ne correspond plus partout au litage initial. Ce type de structure est caractéristique d'une évolution métasomatique.

Ainsi, les niveaux qui semblent le moins affectés par la mobilisation et les transferts chimiques qu'elle implique (les paléosomes de Mehnert) n'en sont-ils pas exempts. Ces transferts restent toutefois modestes, mais leur importance à l'échelle du massif ne peut être négligée.

2/ Les gneiss migmatitiques (Pl. XXXIII, fig. 5)

Ce sont probablement les roches les plus répandues dans les formations de La Lavey, les plus banales également.

A l'inverse de la partie orientale du Haut-Dauphiné (Gillot-Barbieri, 1970, p. 32), la structure gneissique est ici très largement répandue. Pour reprendre la terminologie de Jung et Roques, il s'agit d'embréchites oeil-lées-rubanées, évoluant par places vers des anatexites ou même des nébulites.

Ce sont des roches essentiellement quartzofeldspathiques où de petits lits micacés déterminent la structure gneissique. Dans le meilleur des cas, ces lits biotitiques présentent une belle continuité, les gneiss sont alors dits "laminaires". Plus fréquemment, ces lits sombres sont discontinus, légèrement renflés par endroits, perturbés par le gonflement relatif du lit quartzofeldspathique.

Les gneiss migmatitiques sont des roches très sensibles à la tectonique. Dans toute la partie nord du massif, ils montrent des traces plus ou moins intenses de laminage, d'écrasement et de cataclase. Dans les vallées du Vénéon et de la Romanche, cet écrasement est rendu particulièrement sensible par suite des conditions d'altération. Ainsi, pour en observer de beaux affleurements convient-il de gagner les grandes surfaces polies du Mont-de-Lans ou d'aller les chercher dans les versants du vallon de La Lavey par exemple.

Les roches décrites ici ont déjà été étudiées par Özocak (1965, p. 7) sous le nom d'"embréchites de Saint-Christophe" et par Gillot-Barbieri (1970, p. 20) : "gneiss de Béassac du complexe intermédiaire".

Au microscope

Ce sont des roches à grain millimétrique, caractérisées par l'association de base quartz - deux feldspaths - biotite, et leur texture granoblastique ou granolépido-blastique. Leur étude microscopique est très monotone ; on observe la composition minéralogique suivante :

quartz	33 %	31 %	(épidote-clinozoïsite)
oligoclase	31 %	37 %	(calcite)
feldspath potassique	18 %	18 %	apatite
biotite-chlorite	12 %	14 %	sphène
(muscovite)			zircon
(grenat)			(rutile)
(cordiérite)	6 %	0 %	opaques
(sillimanite)			

(pourcentages volumiques obtenus au compteur de points par Gillot-Barbieri sur deux échantillons de l'Est du Haut-Dauphiné.

Le quartz forme généralement des grains arrondis de 0,5 à 1 mm de diamètre en moyenne. Il apparaît également en gouttelettes dans les cristaux de feldspaths. L'écrasement de la roche se manifeste par l'extinction souvent roulante du quartz ; les plages de quartz peuvent ensuite s'allonger, puis se souder en amygdales parallèles à la foliation ; celles-ci atteignent fréquemment un centimètre de long et sont formées par l'association d'un grand nombre de petits cristaux où apparaissent parfois des débuts de granulation, notamment à la frontière des cristaux. Lorsque le quartz a recristallisé tardivement en filonnets et masses plus ou moins sécantes, il est souvent rempli d'inclusions fluides (D.022*). Enfin, le quartz est impliqué dans les bourgeons myrmékites qui apparaissent fréquemment.

Le plagioclase, toujours très abondant, possède un habitus voisin de celui du quartz, relativement indépendant de la foliation. Sa taille atteint normalement 1 à 1,5 mm, exceptionnellement il peut former des yeux aplatis de plusieurs millimètres de long. A l'encontre du quartz, il ne présente jamais de début de granulation qui indiquerait une tectonique de mésozone ; par contre il est souvent tordu. Il est généralement maclé péricline et albite ; sa teneur en anorthite, lorsqu'on peut la mesurer indique qu'il s'agit pour l'essentiel d'un oligoclase basique (An 22-32 à comparer aux valeurs un peu fortes données par Gillot-Barbieri : An 27-32) ; il peut être légèrement zoné, plus albitique à l'écorce (An 18-20) et ne montre qu'exceptionnellement une couronne albitique tardive non maclée.

Son altération en séricite est générale, mais d'intensité variable d'un échantillon à l'autre, d'un cristal à l'autre ; elle est souvent favorisée par la proximité d'un lit biotitique lui-même chloritisé.

Le feldspath potassique est du microcline-orthose, perthitique, maclé ou non. C'est habituellement un porphyroblaste de 1 à plusieurs millimètres, allongé en oeil selon la foliation, ou à contours amiboïdes. Sur sa bordure il englobe fréquemment de petits cristaux de quartz, de plagioclase, de biotite ou de grenat. Il est parfois zoné (A.Y61). Il est généralement assez sain ; l'altération en mica blanc, quand elle l'attaque, conduit à la formation de paillettes plus grandes que celles de la séricite du plagioclase (de l'ordre du dixième de millimètre, cf. Gillot-Barbieri, fig. 7, p. 35).

La biotite en paillettes orangées ou brun orangé de 0,5 à 1 mm, est statistiquement orientée selon la foliation ; toutefois cette orientation est beaucoup moins stricte que dans le cas des micaschistes. Elle s'organise généralement en lits plus ou moins continus, boursoufflés de noeuds et de ventres, présentant leur concavité aux lits quartzofeldspathiques (fig. 65). Dans ces ventres on observe une certaine désorientation des biotites. Parfois (P.C72, P.G31c) ils sont même formés de paillettes enchevêtrées comme s'ils se trouvaient à la jonction de deux schistosités et qu'il y ait deux générations de biotite. L'existence de ces nids de biotite et l'apparition d'un cloisonnement des plagioclases par les micas rappelle les observations que nous avons faites à propos des gneiss du Doigt-de-Dieu et des migmatites du Bec de l'Homme (Le Fort et Pêcher, 1971 a). L'altération de la biotite est beaucoup plus fréquente que dans les micaschistes. Il s'agit essentiellement d'une chloritisation avec libération de petits grains d'épidote et d'opacques ; parfois cependant la biotite est seulement déferriée, elle garde alors ses teintes vives de polarisation mais perd son pléochroïsme tandis qu'apparaissent des amas d'opacques le long des clivages.



Figure 65 - Aspect d'un lit biotitique dans un gneiss migmatitique du Réou d'Arsine (Gillot-Barbieri, 1970, fig. 8, p. 36).

La muscovite n'est jamais abondante. Elle est associée la plupart du temps à la biotite dont elle reprend l'orientation et qu'elle épigénise partiellement. Parfois elle s'associe même lamelle à lamelle à la biotite. De plus, elle peut apparaître à l'intérieur ou en bordure du feldspath potassique. Sa cristallisation est tardive.

Le grenat en cristaux arrondis, est relativement petit (quelques dixièmes de millimètre généralement). Son abondance est très variable : il peut constituer plusieurs pour-cents de certains échantillons. Sa couleur rosée et son aspect macroscopique font penser qu'il s'agit vraisemblablement d'almandin. Il apparaît de préférence au voisinage des lits biotitiques et souligne fréquemment la bordure des enclaves micaschisteuses. Lorsque sa taille atteint un ou plusieurs millimètres, il est poecilitique et quadrillé par l'altération en chlorite verdâtre.

La cordiérite est très difficile à reconnaître : il est extrêmement rare en effet qu'elle ne soit pas totalement altérée en pinite. A vrai dire, il est plus facile de reconnaître les taches verdâtres qu'elle forme sur l'échantillon que de la déterminer au microscope. En lame mince, elle montre des cristaux

arrondis xénomorphes, envahis par des trabécules de fines paillettes micacées. Elle est poecilitique et semble s'être parfois développée aux dépens de la biotite. Elle n'est jamais très abondante, mais ne présente aucune répartition géographique particulière.

Quant à la sillimanite, je ne l'ai reconnue que de façon tout à fait exceptionnelle, sous sa forme fibrolite. Il est probable que la plupart de ses occurrences ont été rendues méconnaissables par l'altération.

Parmi les minéraux accessoires, on notera que l'épidote apparaît soit en grains dispersés visiblement tardifs, soit sous forme de clinozoïsite dans des filonnets sécants, soit enfin comme produit d'altération des biotites. L'apatite peut atteindre une taille de plusieurs dixièmes de millimètre, elle est alors xénomorphe ; elle apparaît également dans des lits biotitiques sous forme de cristaux subautomorphes trapus.

4 - STRUCTURE DES FORMATIONS DE LA LAVEY

Si l'on effectue une coupe dans les formations de La Lavey, à un endroit où elles sont peu granitisées et peu affectées par les écrasements et laminages alpins, il arrive fréquemment que les foliations mesurées admettent un axe unique de plissement. L'exemple du pilier Rebuffat aux Rouïes (700 m de dénivelée) est présenté dans la figure 66 ; on voit comme les points représentatifs de ces foliations se placent sur un grand cercle sensiblement méridien (3°) et horizontal. La succession des foliations n'est toutefois pas ordonnée, comme l'indiquent les numéros placés à côté des points représentatifs. La voûte anticlinale de l'ensemble s'accompagne d'un grand nombre de plis à peu près coaxiaux qui lui confèrent une forme en marches d'escalier.

Selon une coupe de plus grande amplitude, telle que celle qui va du Bec-du-Canard à l'Etret et aux Rouïes, on retrouve un vaste anticlinal d'axe 150° - 155° plongeant d'une quinzaine de degrés vers le SSE (fig. 67). On le retrouve également plus au Nord, à hauteur des Fétoules, mais son axe est à peu près à 5° et plonge d'une dizaine de degrés vers le Sud.

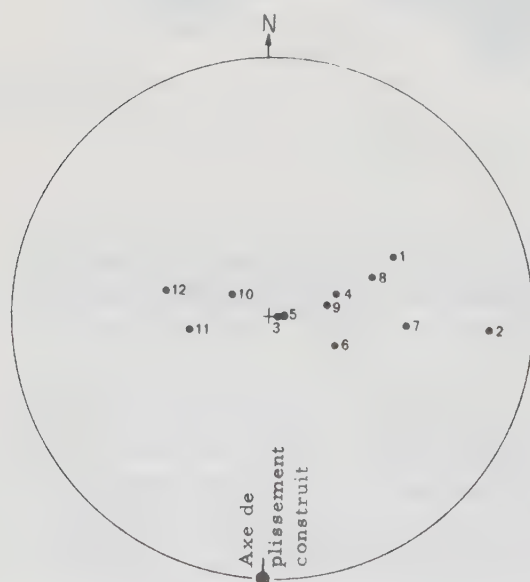


Figure 66 - Stéréogramme des foliations au pilier Rebuffat des Rouïes (Hémisphère supérieur). Canevas de Wulff.

Cette torsion de l'axe de plissement, postérieure à la naissance de ce dernier, est un phénomène assez général, que l'on peut dans la plupart des cas assimiler à une rotation d'axe sensiblement vertical. Dans le cas de la figure 67, cette rotation est d'environ 30° .

Si maintenant (fig. 68) on reporte sur un stéréogramme les foliations de la partie Sud (Valgaudemar) des formations de La Lavey, les points représentatifs se disposent de façon apparemment confuse et désordonnée dans un large secteur du stéréogramme. En fait, on retrouve localement les axes méridiens de plissement, dont quelques-uns ont été suggérés sur la figure 68. Mais le caractère particulier du stéréogramme réside dans l'existence d'une calotte de points particulièrement nette dans la partie méridionale du Vallon. Grâce au nombre de mesures effectuées dans cette zone, on peut voir la courbure générale des formations de La Lavey vers le Sud, courbure qui admet un axe globalement perpendiculaire à celui des axes méridiens. D'après les observations de terrain, ce phénomène est postérieur à la formation des plis méridiens.



Figure 67 - Stéréogramme des formations de La Lavey selon deux coupes parallèles. (Hémisphère supérieur). Canevas de Wulff.

- Bec du Canard-Etret-Rouies
- axe de pli relevé
- X Fétoules

En résumé, trois plissements successifs ont affecté les formations de La Lavey :

- un plissement "méridien" pénécotemporain de la migmatisation comme l'attestent l'allongement des niveaux boudinés, les plis et microplis d'entrafnement qui lui sont à peu près coaxiaux.
- un plissement plus confus d'axe nettement différent du précédent. Ce deuxième plissement pourrait être contemporain de la mise en place des granites comme l'indiquent d'ailleurs quelques axes de pli mesurés à proximité du granite de Turbat (fig. 68 et également fig. 60).
- une torsion générale de la formation selon un axe sensiblement vertical. Ce dernier mouvement est accompagné de manifestations secondaires beaucoup plus réduites ; on observe toutefois fréquemment des petits knickens verticaux plus ou moins liés à des phénomènes de chloritisation ou de silicification typiquement alpin. A côté des grands accidents cassants alpins, il convient donc de faire la part d'une déformation plastique importante de ces formations durant l'orogénèse alpine. Je pense d'ailleurs que les déformations courantes ne sont que des résolutions ponctuelles de contraintes trop importantes eu égard à la relativement faible plasticité du socle à cette époque.

5 - ÉTUDE CHIMIQUE DES FORMATIONS AMPHIBOLIQUES DE LA LAVEY

Les éléments majeurs de dix-sept échantillons amphiboliques ont été analysés au quantomètre du C.R.P.G. (non compris les quatre analyses de gneiss ocellés amphiboliques, cf. V). A ces données nouvelles, j'ai joint les six analyses de Gillot-Barbieri (1970, p. 117) ainsi que celle de l'échantillon G 16 de Pêcher (1970, p. 124), provenant toutes de l'Est du massif :

- a/ 392 : "diorite quartzique du Réou d'Arsine" (mais on y trouve 12 % en volume d'orthose perthitique).
- b/ 390 : "diorite à grandes amphiboles du Réou d'Arsine".
- c/ 477 : "septum amphibolique - faciès amphibolite rubanée, Pelvoux-les-Claux".
- d/ 478 : "faciès bréchoïde dioritique, partie sombre, sources de la Romanche". Il s'agit sans doute d'un bloc d'agmatite amphibolique à grain fin (0,3 mm) à plagioclase (55 %) et amphibole (42 %).
- e/ 385 : "faciès mixte, granodiorite, vallon du Petit Tabuc". C'est une roche hybride, proche de nos gneiss amphiboliques de la Cime du Vallon, à quartz-feldspath potassique-plagioclase-amphibole et biotite.
- f/ 481 : "faciès mixte, monzonite quartzique à amphibole, Plan de l'Alpe-Romanche". On remarquera que son chimisme très particulier fait penser à celui des gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan dont il pourrait être un terme légèrement mobilisé.
- g/ 482 : "amphibolites de l'Ailefroide, pyroxénite".

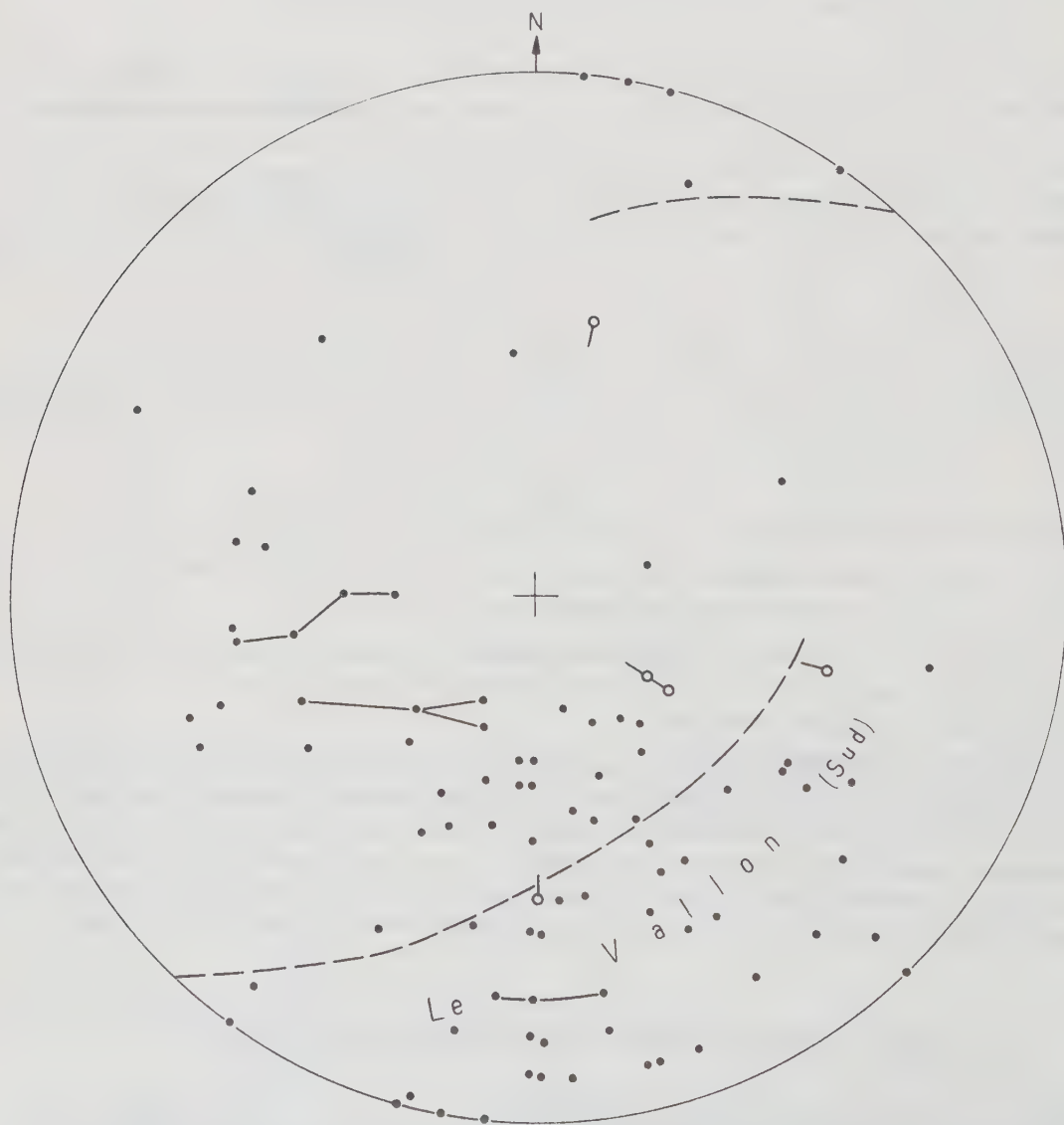


Figure 68 - Stéréogramme des foliations des formations de La Lavey dans le Valgaudemar (Souffles, Clot, Olan, Vallon). (Hémisphère supérieur). Canevas de Wulff.

1/ Diagramme Al, Na, K de H. de La Roche (1968)

Sur ce diagramme (fig. 69) les points se groupent relativement bien en deux ensembles d'ordonnée semblable ($40 < y < 90$), un peu moins forte pour le groupe de droite.

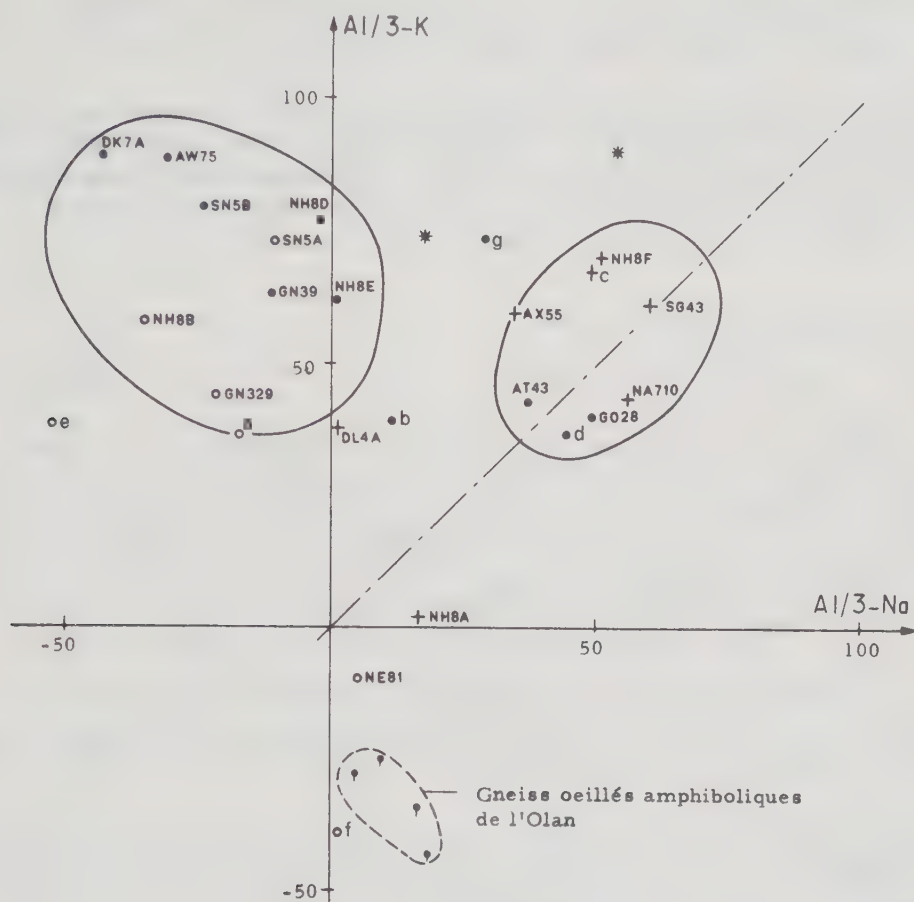


Figure 69 - Diagramme Al, Na, K de H. de La Roche pour les formations amphiboliques de La Lavey (explications du diagramme en annexe)
(mêmes figurés que ceux de la figure 71).

Cette séparation en deux groupes est surtout le fait des échantillons nouveaux récoltés. Elle est liée à la méthode d'échantillonnage employée : pour cette première reconnaissance géochimique, et dans un but d'économie, j'ai surtout cherché à échantillonner des formations typiques bien reconnaissables sur le terrain, et autant que faire se peut, évité de prélever des roches composites, mal définies ou altérées. Le premier groupe, composé d'échantillons d'amphibolites massives ou de boules amphiboliques, est situé à cheval sur la bissectrice $Na = K$. Le second groupe, plus étalé, a une abscisse négative ; il est composé d'amphibolites moins sombres, moins riches en amphiboles, moins affectées apparemment par la mobilisation.

Le deuxième groupe se superpose assez bien à la zone de forte densité des amphibolites du Chaillol (Le Fort et Ehrström, 1970). Si le chimisme des échantillons de ce groupe n'a pas été modifié, notamment par des processus métasomatiques, leur appartenance au domaine volcanique ne peut guère faire de doutes (Moine et de La Roche, 1968). De plus, le caractère sodique de ce groupe est net, comme dans le cas du Chaillol.

2/ Diagramme chimico-minéralogique (de La Roche, 1964, 1966) (fig. 71)

A ne considérer que les ordonnées y_1 , l'ensemble des points montre un groupement assez lâche un peu dispersé vers la droite.

Mais si l'on considère les ordonnées y_2 (Fe + Mg + Ti), on trouve trois groupes de points très étalés dans le diagramme :

- 1/ un groupe central (1) le plus peuplé, ($270 < y_2 < 330$) ;
- 2/ un groupe (2) ($210 > y_2 > 150$) qui semble se disperser vers la droite et vers le haut ;
- 3/ un groupe (3) ($y_2 > 420$) qui peut se diviser lui-même en deux sous-groupes.

Chacun de ces groupes possède une alcalinité ou altitude $Z = Na + K$, bien particulière (à l'exception de quelques échantillons composites) :

(1)	$120 < Z < 160$	(sauf A.W75, 195 et g, 100)
(2)	$175 < Z < 244$	(sauf S.N5A, 161)
(3)	$28 < Z < 89$	(sauf N.H8A, 141).

Dans le groupe (1), l'allongement vers la droite, c'est-à-dire vers le domaine potassique sans diminution de la charge (Fe + Mg + Ti) évoque les observations faites dans les vaugnériles ou les lamprophyres. On constate effectivement que le développement de la biotite accompagne généralement cette tendance (fait qui ressort particulièrement bien de la comparaison des deux témoins de l'échantillon A.T43*). On pourrait montrer que ce type d'évolution doit être "isovolume", mais il est peu probable que le chimisme initial n'ait pas été modifié, sauf en ce qui concerne les termes de gauche franchement basaltiques, ou plutôt latitiques par comparaison avec le diagramme Al, Na, K de la figure 69. Il convient donc de distinguer (fig. 71) :

- un groupe (1a) à gauche dont le chimisme spilitique est très vraisemblablement hérité ;
- un groupe (1b) à droite dont la composition ne correspond pas à celles de grauweekes (y_1 trop faible) mais qui proviendrait de l'évolution isovolume du groupe (1a) par apport potassique et départ de soude et de calcium (?).

Avec les groupes (2) et (3), nous passons au domaine des transformations avec variations de volume, contraction dans le groupe mélanocrate (3), expansion dans le groupe leucocrate (2). On remarque que le groupe (1b) se situe entre les groupes (2) et (3). On envisage alors aisément que les groupes (2) et (3) résultent de la différenciation du groupe (1b). Par contre, il est difficile de savoir si cette transformation peut se faire uniquement par différenciation, ou si elle nécessite un apport métasomatique. Toutefois, l'étalement vers la droite du groupe (2), selon une direction différente de celle de la différenciation précédente, indique une potassification importante des termes ultérieurs de l'évolution (Z croît de nouveau).

Quant au groupe (3') on peut se poser le problème de savoir s'il provient d'une évolution plus poussée du groupe (3) ou s'il correspond à des intercalations initiales ultrabasiques de la série, plus ou moins modifiée.

3/ Conclusion

On peut concevoir le schéma évolutif suivant. Pour ces roches de nature initialement spilitiques, intervient d'abord une métasomatose potassique "isovolume". A partir d'un certain degré de cette métasomatose, les conditions deviennent favorables à une différenciation - mobilisation qui s'accompagne éventuellement d'une métasomatose complémentaire. Dans une dernière phase, une nouvelle métasomatose "isovolume" affecterait les matrices claires tandis qu'elle serait plus ou moins bloquée dans les enclaves.

Si ce schéma est juste, le groupement (1a) spilitique représenterait des roches non transformées chimiquement, ou peu modifiées par la migmatisation, c'est-à-dire des "paléosomes". Dès lors, les formations amphiboliques de La Lavey pourraient parfaitement correspondre aux amphibolites

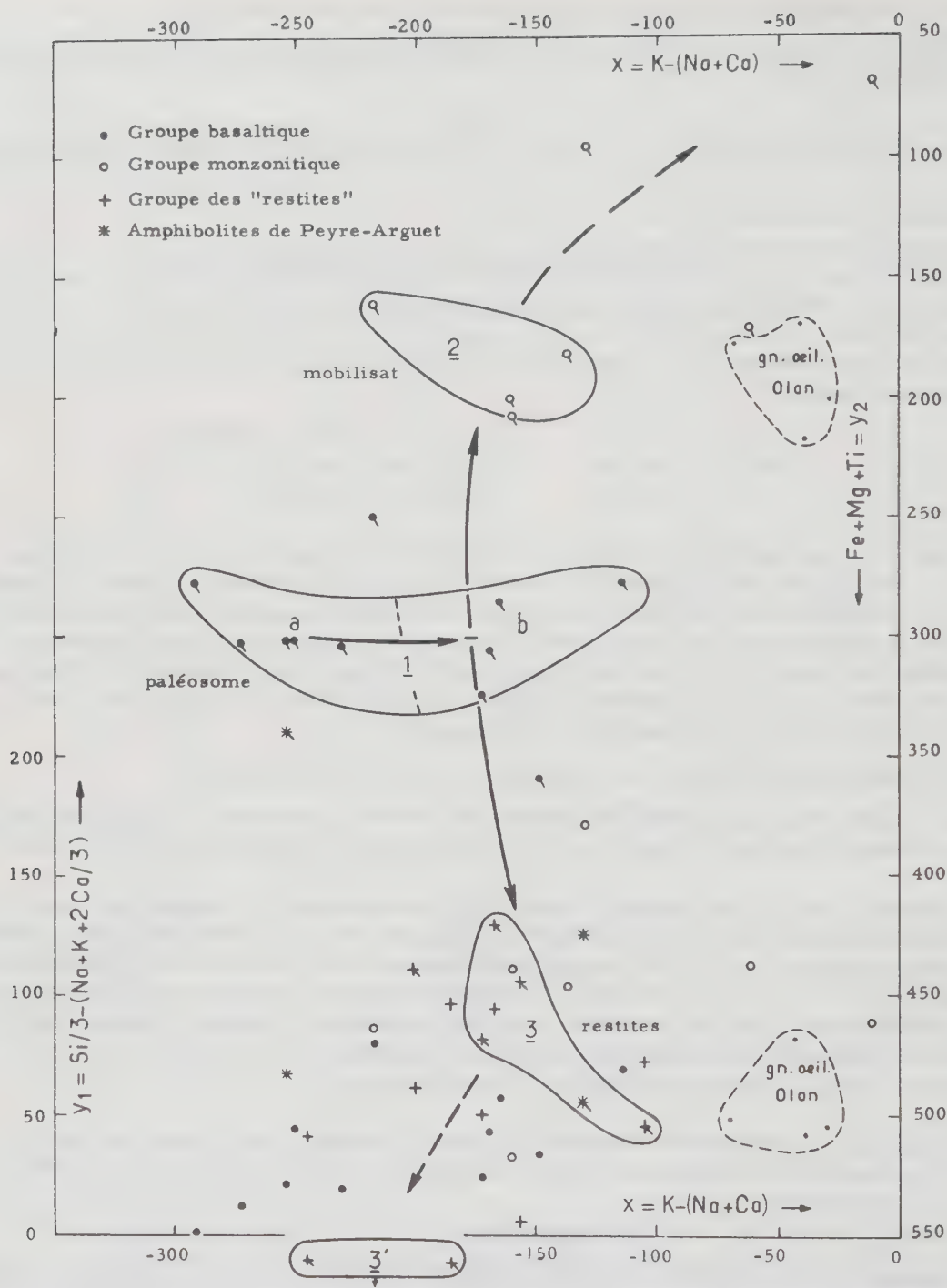


Figure 71 - Diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964) pour les formations amphiboliques de La Lavey (explications du diagramme en annexe). Les points correspondants à l'ordonnée y_2 sont affectés d'un petit tiret.

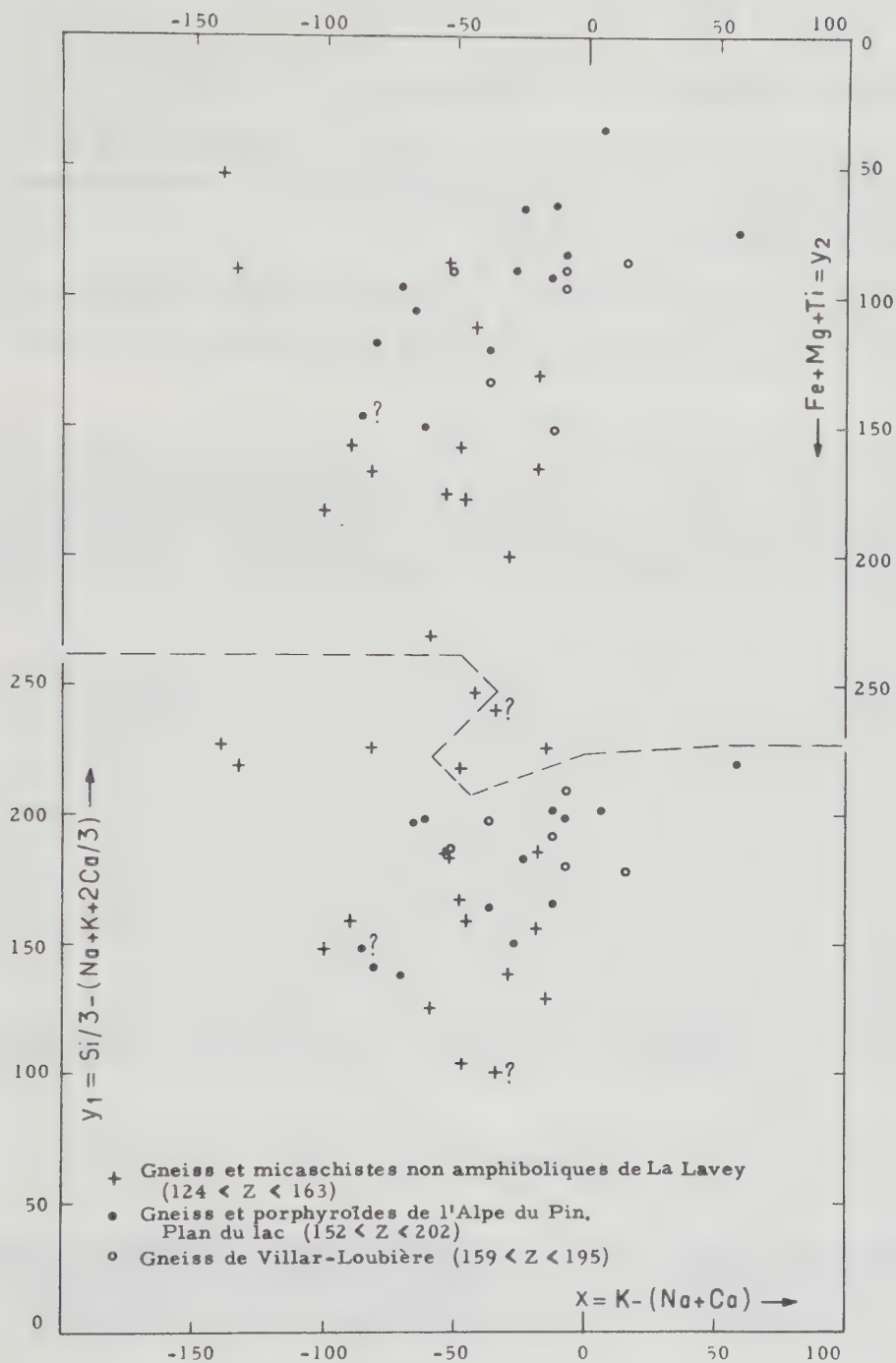


Figure 72 - Diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964) pour les roches non amphiboliques du noyau (explication du diagramme en annexe II).

corticales du Chaillol. Et l'on peut même envisager que les roches du groupement (3') correspondent à des intercalations ultrabasiques analogues à celles connues à Chamrousse.

6 - ETUDE CHIMIQUE DES FORMATIONS NON AMPHIBOLIQUES ; LIMITES DE CELLES DE LA LAVEY

Les éléments majeurs de trente six échantillons provenant d'horizons non amphiboliques ont été analysée (quantomètre du C.R.P.G., analyses en annexe II). Si, sans tenir compte de leurs caractères pétrographiques, on les porte dans le diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964) (fig. 72), les points représentatifs de ces échantillons forment grossièrement deux groupes :

- un groupe alcalin ($152 < Z < 202$) dont l'ordonnée $y_2 = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ est relativement faible ($y_2 < 130$) ;
- un groupe peu alcalin ($124 < Z < 163$) dont l'ordonnée y_2 est relativement forte, voire très forte ($110 < y_2 < 280$). Ce second groupe est très dispersé dans le diagramme.

Utilisant maintenant le diagramme Al, Na, K de H. de La Roche (1968) (fig. 73), on voit que le premier groupe précédent s'étale légèrement à partir d'une zone centrale à forte densité qui correspond au domaine des rhyolites et des arkoses, tandis que le second groupe très étalé, d'ordonnée généralement plus élevée, s'étend vers la droite dans le domaine des grauwackes et montre un petit sous-groupe de points dirigé vers l'origine (quartzites). La distinction des deux groupes est encore plus nette sur le diagramme Al, Fe, Ti - Na - K de Moine et de La Roche (1968) (fig. 74).

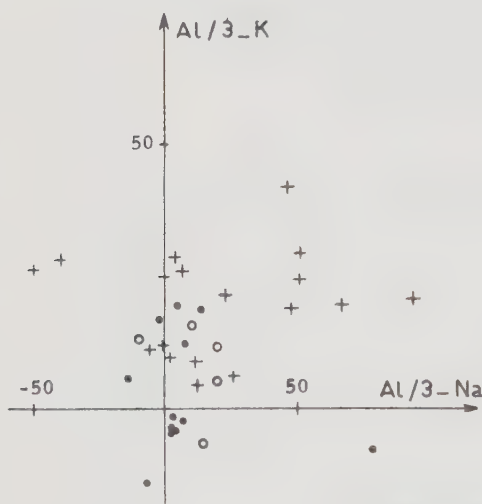


Figure 73 - Diagramme (de La Roche, 1968) pour les roches non amphiboliques du noyau (mêmes figurés que ceux de la figure 72).

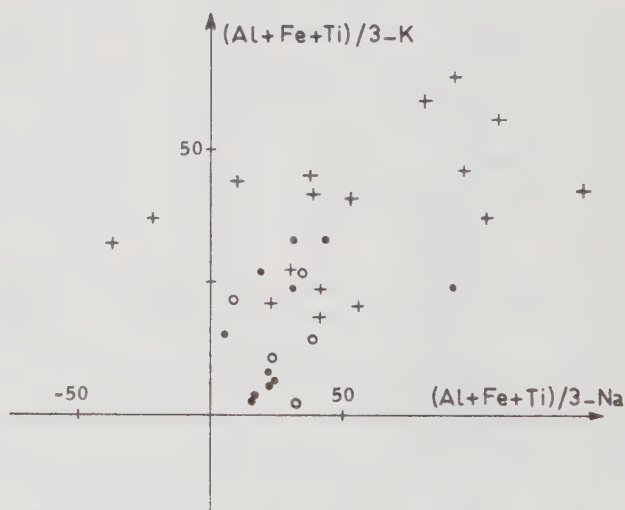


Figure 74 - Diagramme (Moine et de La Roche, 1968) pour les roches non amphiboliques du noyau (mêmes figurés que ceux de la figure 72).

Ainsi, à l'intérieur de ces roches non amphiboliques convient-il de distinguer deux ensembles de formations :

- des formations volcaniques acides (premier groupe) formées d'anciennes rhyolites (porphyroïdes) et tufs acides (porphyroïdes arkosiques, etc.). S'il est aisé de distinguer sur le terrain et en laboratoire les échantillons rhyolitiques, les formes volcano-détritiques sont parfois très difficiles à caractériser, surtout lorsqu'elles ont été

écrasées et laminées par la suite. Ces formations, porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin et gneiss ocellaires du Plan-du-Lac, seront étudiées ci-dessous (VI) ;

- les formations non amphiboliques de La Lavey (deuxième groupe) formées d'associations volcano-sédimentaires complexes. Elles comprennent en effet des *grauwackes*, ex-tufs basiques plus ou moins remaniés, qui font le lien avec les formations proprement volcaniques (amphiboliques), des quartzites et grès feldspathiques qui représentent le pôle détritique, enfin, quelques termes sédimentairement plus évolués : les shales. Bien que je me sois volontairement limité dans l'échantillonnage aux termes peu affectés par la mobilisation, il est probable que celle-ci joue un rôle dispersif, comparable à celui déjà mis en évidence à propos des formations amphiboliques de La Lavey. En effet, l'échantillon D.L5B* provenant d'un banc granitique boudiné au milieu du mica-schiste à biotite gneissifié D.L5A*, montre une nette augmentation de la teneur en alcalins et une diminution de la teneur en ferromagnésiens ; son point représentatif se rapproche du premier groupe. Dans le troisième diagramme toutefois, son point représentatif se sépare à nouveau du premier groupe.

7 - CONCLUSION

Si j'ai décrit de façon séparée les différents termes des formations de La Lavey, en les regroupant sur le plan pétrographique, il ne faut pas oublier qu'ils sont intimement mélangés sur le terrain et qu'une seule coupe d'une centaine de mètres au Peyrou-d'Aval, à l'Ouest du refuge Evariste Chancel, montre par exemple la plupart de ces variétés. Il existe seulement des différences dans l'abondance de chacun de ces types de roche, et, pour les amphibolites, des niveaux préférentiels.

Il est apparu au cours de leur étude que l'ensemble des formations de La Lavey était initialement composé d'une série volcano-détritique dont le terme volcanique était de type spilitique. La ressemblance avec les formations corticales du Chaillol est frappante. Toutefois, les leptynites kératophyriques de la zone corticale ne semblent pas avoir d'équivalent dans le noyau, et, inversement, les gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan, dont l'étude suit (V), n'auraient pas non plus d'équivalent dans la zone corticale. L'absence des premières ne semble pas très importante. En effet, leur abondance est relativement faible dans la zone corticale ; il est possible qu'elles m'aient échappé lors d'un échantillonnage moins systématique du noyau ; d'ailleurs on connaît la grande variation de ce type de volcanisme, aussi, les termes acides pouvaient-ils tout simplement être absents du noyau ; enfin, dernière possibilité, mais non la moindre, la composition plus acide et alcaline de ces roches favorise leur mobilisation. Il est donc vraisemblable qu'elles ont été mobilisées en premier, et que leur trace a disparu ; l'absence d'équivalent aux gneiss ocellés amphiboliques est par contre plus problématique, surtout si l'on tient compte de leur très grande extension géographique. On notera enfin la possibilité d'occurrences ultrabasiques qui rappelleraient, avec un développement bien moindre, celles du Sud de Belledonne.

V - LES GNEISS OEILLÉS AMPHIBOLIQUES DE L'OLAN (Pl. XXXIII)

Bien que faisant partie des formations de La Lavey, à la partie supérieure desquelles ils sont interstratifiés, les gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan constituent à eux seuls une unité tout à fait particulière tant sur le plan pétrographique que chimique. C'est la raison pour laquelle ce chapitre leur est consacré.

I - INTRODUCTION

1/ Occurrences

C'est une formation stratoïde tout à fait remarquable qui se développe depuis la rive droite du Haut-Valgaudemar jusqu'au Bec-du-Canard, soit sur 10 km de long. Un autre affleurement de cette formation existe dans le cirque nord de Lauranoure, 5 km au Nord-Est du Bec-du-Canard, mais sans liaison directe avec celui-ci.

Formation stratoïde, elle est homogène et facile à reconnaître. Résistante à l'érosion, son tracé est jalonné par un certain nombre de sommets de plus ou moins grande importance, mais ayant souvent fière allure : Pic du Lauzon, Lambert, Rouye, Pic Vincent (*), Olan, Bec-du-Canard... Pour l'alpiniste, c'est l'un des meilleurs rochers que l'on puisse trouver en Haut-Dauphiné.

On peut observer des blocs en éboulis de cette formation dans le grand cone de déjection sur lequel est bâti le Rif du Sap (Valgaudemar). Ce hameau est le meilleur point de départ pour observer les affleurements en place du cirque de la Muande Constantine - Contreforts du Pic du Lauzon.

En dehors de cette grande bande, je n'ai jamais retrouvé cette formation. Toutefois, il existe un affleurement qui lui ressemble sur le versant nord du Doigt-de-Dieu. C'est un affleurement minuscule qui, à la fin de l'été, sort de la glace dans les premiers mètres du rappel de descente vers le refuge de l'Aigle (vers 3900 m). Il est situé dans une zone très tectonisée (sous la brèche orientale du Doigt-de-Dieu). La fois où j'y fus, le vent et le froid m'empêchèrent d'en détacher un échantillon. Je ne puis donc assurer qu'il s'agisse bien de la même roche. D'ailleurs, l'exiguité de l'affleurement et le fait qu'il peut s'agir d'une convergence de faciès ne permettraient pas de relier ce pointement à la grande bande connue à l'Olan.

Enfin, il a été noté que l'échantillon 481 de Gillot-Barbieri (1970, p. 117) du Plan-de-l'Alpe - Romanche avait un chimisme très voisin de ces gneiss oeillés amphiboliques, ce qui indiquerait peut-être qu'ils existent dans l'Est du massif et qu'ils n'ont pas été reconnus ou qu'ils ont été mobilisés et sont méconnaissables.

2/ Situation

La formation des gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan apparaît interstratifiée dans la partie terminale du puissant ensemble à passées amphiboliques de La Lavey. On observe généralement la coupe suivante de bas en haut (fig. 26) :

- amphibolites compactes, gneiss amphiboliques, et parfois agmatites amphiboliques. Dimension du niveau : hectométrique ;
- horizon de gneiss plus ou moins fins à chlorite ou biotite. Dimension du niveau : décamétrique ;
- formation des gneiss oeillés amphiboliques. Environ 80 à 300 m de puissance ;
- niveaux amphiboliques peu denses à nombreuses intercalations biotitiques.

(coupe valable tant à la Muande Constantine, que au Clot des Levats, Olan, ou Bec-du-Canard).

Cette coupe schématique est celle que l'on parcourt lors de l'ascension de l'Olan (voie normale par la variante Escarra, itinéraire 620-624 ; Devies, Labande et Laloue, 1971 :

3315 : rimaye, attaque du rocher dans des agmatites amphiboliques polies par la glace ;

3175 : on les quitte en empruntant à gauche une vire tracée dans des gneiss à chlorite de plus en plus fins (dalles violettes et rousses pliées en S selon un axe N 100° vers 3190) ;

3240 : gneiss oeillés amphiboliques peu après la traversée du couloir médian. Toute la montée du couloir Escarra (3295-3430) s'effectue dans cette formation,

3530 : antécime où l'on quitte les gneiss oeillés amphiboliques pour terminer la course dans des gneiss à biotites à patine brun-roux et passées amphiboliques.

(* Je propose de nommer ainsi le sommet 3318 de l'arête Est de l'Olan, sommet bien individualisé, dont pour la première fois la prodigieuse face sud a été gravie par Norbert Vincent (originaire de La Chapelle-en-Valgaudemar) seul, en septembre 1967 (Pl. XXXIII, fig. 1). C'est lui qui m'a confirmé qu'elle était entièrement formée de gneiss oeillés amphiboliques homogènes.

Le contact des gneiss ocellés de l'Olan avec les formations qui l'encadrent n'est pas toujours facile à observer. A La Muande Constantine où j'ai pu le suivre sur une assez grande distance, il était parfaitement concordant. Dans d'autres cas il m'a semblé que le contact était en partie oblitéré par un développement anarchique de grands porphyroblastes de feldspaths.

2 - DESCRIPTION

1/ A l'affleurement

Ce sont des gneiss à grands yeux de feldspath blanc translucide, de forme rectangulaire allongée selon la foliation, entourés par des joints lenticulaires vert sombre où l'on reconnaît des cristaux d'amphibole et des paillettes de mica noir plus ou moins chloritisé (fig. 75 et Pl. XXXIII, fig. 3).

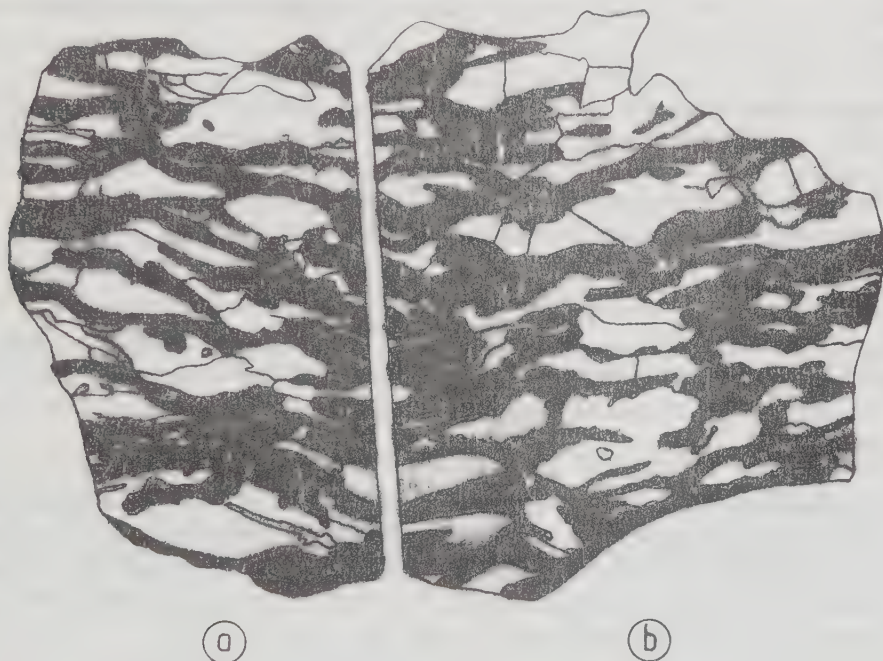


Figure 75 - Deux sections d'un échantillon de gneiss ocellé amphibolique bien lité (A. W45* de l'Alpe du Pin).

a : sensiblement parallèle à la linéation ; b : perpendiculaire.

Les parties claires sont des orthoclases automorphes étirés à leurs extrémités. Dans les parties sombres on reconnaît des cristaux de 1 à 5 mm d'amphibole et des micas chloritisés disposés à plat. (Grandeur nature).

Les yeux de feldspath atteignent couramment 3 à 5 cm de long sur 1 à 2 cm de haut. La masse principale de chaque cristal rectangulaire est prolongée par des "queues" formées d'assemblages de cristaux plus petits ; ces queues sont d'autant plus importantes que le rocher est mieux folié. D'autre part, les cristaux de feldspath sont souvent recourbés - et parfois cassés et légèrement déplacés. Sur le pourtour des yeux on observe dans quelques cas (P.H54) un mince liseré formé de la juxtaposition de petits grains d'un blanc plâtreux (plagioclase) ; d'autres apparaissent au sein de l'oeil et peuvent aller jusqu'à en remplacer une partie. Cette texture rappelle la texture pseudo-Rapakivi décrite notamment par Touret (1969).

La partie mélanocrate de la roche montre des cristaux d'amphibole verte dont les formes automorphes peuvent se développer sur plusieurs millimètres. La biotite qui lui est associée est très généralement chloritisée ; elle apparaît en surfaces luisantes, striées d'une fine linéation pas toujours visible.

De façon générale, on observe des enclaves et des filons dans ces gneiss :

a - Enclaves

Elles sont de deux types : micacées ou amphiboliques (quelques centimètres à plusieurs décimètres). Elles sont allongées selon la foliation qu'elles soulignent, mais il peut y avoir une légère discordance entre la foliation de l'enclave et celle des gneiss oeillés. Les enclaves micacées sont à grain fin (quelques dixièmes de millimètre), le plus souvent cernées par une couronne granitique leucocrate où se développent parfois d'énormes feldspaths rectangulaires. Elles sont formées d'un assemblage en mosaïque de quartz et de plagioclase ; de petites paillettes de biotite brun orangé plus ou moins chloritisée marquent la schistosité. De petits agrégats violacés allongés correspondent probablement à d'anciens fuseaux de silicate d'alumine complètement pseudomorphosés en produits micacés blancs.

Les enclaves amphiboliques ont, elles, un grain beaucoup plus variable. Il peut s'agir soit d'amphibolites compactes, soit de gneiss amphiboliques lités, soit enfin de boules amphiboliques radiaires, c'est-à-dire de tous les types pétrographiques que l'on rencontre fréquemment dans l'ensemble de La Lavey. Comme dans les enclaves précédentes on trouve souvent une couronne de réaction feldspathique ou granitique ; de plus, la bordure de l'enclave montre souvent une cristallisation plus grossière des amphiboles.

b - Filons granitiques

Il s'agit de filons ou de masses grossièrement lenticulaires, visiblement postérieurs à la cristallisation des gneiss oeillés. Le grain de ces épisodes leucocrates est très variable : aplitique à pegmatitique ; le grain aplitique est plutôt celui des filons, le grain pegmatitique celui des masses, mais il existe de toute façon des passages continus entre les deux.

On observe assez fréquemment à l'intérieur de la formation des plis métriques accompagnés de plis plus petits que souligne la courbure des porphyroblastes. Mais dans l'ensemble, il s'agit d'une grande dalle à pendage sud-ouest fort à moyen, dalle dont le pendage diminue vers le Nord-Est. De plus, depuis les affleurements septentrionaux de l'Alpe-du-Pin jusqu'aux affleurements méridionaux du Pic du Lauzon, cette dalle dessine un arc de cercle, de 90° environ, convexe vers l'extérieur du massif (fig. 76).

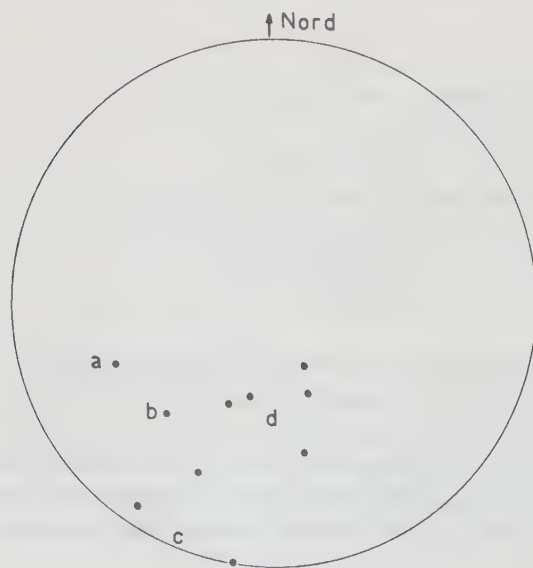


Figure 76 - Foliation des gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan.

a : Alpe du Pin ; b : Bec du Canard ;
c : Le Vallon ; d : Muande Constantine.

2/ Au laboratoire

Au microscope (Pl. XXXIII, fig. 2), on reconnaît les minéraux suivants :

feldspath potassique	sphène
andésine	apatite
quartz	opaques
biotite-chlorite	zircon
(pyroxène)	(clinozoïsité)
	(allanite)

Le feldspath potassique forme de préférence de grandes plages maclées Carlsbad, sur le pourtour desquelles s'alignent des amas enchevêtrés de cristaux d'amphibole poecilitique et de paillettes de biotite brun à brun-orangé plus ou moins chloritisée ; de grands fuseaux automorphes de sphène apparaissent en travers des bandes mélanocrates.

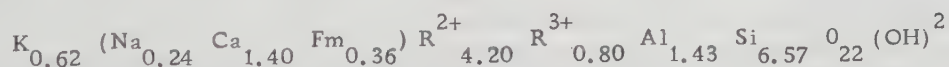
Le feldspath potassique est perthitique (fuseaux et filons) et légèrement poecilitique. Il est rarement quadrillé. C'est un mélange de microcline d'indice de triclinité supérieur à 50, et d'orthose (fig. 79). Sa composition chimique (cf. annexe II, N.G8A*) permet de calculer qu'il est formé d'orthose pour 74,16 %, d'albite pour 21,85 % et d'anorthite pour 3,99 % ; cette composition est analogue à celle des granites (granite du Bourg notamment).

Le plagioclase (An 30-38) est toujours séricitisé, mais de façon plus ou moins intense. Dans les cas extrêmes (A.W45*) il peut être remplacé par une purée phylliteuse. Il est peu zoné, toujours maclé, selon des lois très variables (Albite, Albite-Carlsbad, Albite-Péricline, Albite-Ala). C'est un minéral peu abondant.

Le quartz est très peu abondant. Son extinction est plus ou moins onduleuse, mais il n'apparaît jamais engrené.

L'amphibole est une hornblende au pléochroïsme vert ou brunâtre. Ses caractères sont variables selon les échantillons étudiés ; la présence de pyroxène semble notamment beaucoup modifier ses caractères optiques ($\alpha = +9$ à $+15^\circ$; $2V = -87$ à -80° en présence de pyroxène, $\alpha = +25^\circ$, $2V = -68$ à -74° le pyroxène étant absent). De plus, l'amphibole est souvent décolorée et parfois totalement altérée en chlorite (N.A62 du Bec-du-Canard, par exemple).

L'analyse chimique de l'amphibole N.G8A* montre qu'il s'agit d'une hornblende subcalciqne de formule approximative ($Fm = Fe'' + Mg + Mn$ du site W^{VIII}) :



Sa composition molaire théorique (J. Fabriès, 1963) est la suivante :

édénite	3,04
sundiusite	1,92
cummingtonite	1,44
trémolite	0,76
titanoamphibole	0,44
tschermakite	0,40
	8,00

La prépondérance du terme édénite et le rôle accessoire du terme tschermakite s'interprète comme l'indice d'un métamorphisme plus fort que celui des amphibolites de la zone corticale (cf. fig. 20 et fig. 88 à 90).

Enfin le rapport $mg/mg + fe'' = 0,60$ est élevé ; il reflète la forte teneur en MgO de la roche (cf. ci-dessous, 4 - Etude chimique).

Le pyroxène apparaît dans quelques échantillons de la partie médiane de la bande de gneiss ocellés amphiboliques (N.E6A* du cirque de Font-Turbat, N.G8A* du cirque du refuge d'Olan). C'est une augite saine, incolore à rosée, visiblement remplacée en partie par l'amphibole et qui ne semble pas en état d'équilibre dans la paragenèse décrite. Ses caractères optiques sont les suivants : $\alpha = +42^\circ$, $2V = +50^\circ$ à $+68^\circ$.

La chloritisation de la biotite se fait de façon comparable à celle que l'on observe dans les granites : décoloration et formation d'amas opaques ou de granules d'épidote selon les clivages. Son analyse chimique montre toutefois qu'elle peut être l'une des biotites les mieux préservées de l'altération de tout le massif (cf. N.G8A*, annexe II) : le site W est rempli à 90 %. Elle possède une composition de biotite de granite normalement associée dans une paragenèse à amphibole (fig. 77 et 78). La valeur du rapport $mg/mg + fe = 0,44$ montre qu'il s'agit d'une biotite relativement peu magnésienne malgré la forte teneur de la roche en cet élément. Il est notablement plus faible que celui de l'amphibole, plus sensible au chimisme de la roche dans laquelle elle croît.

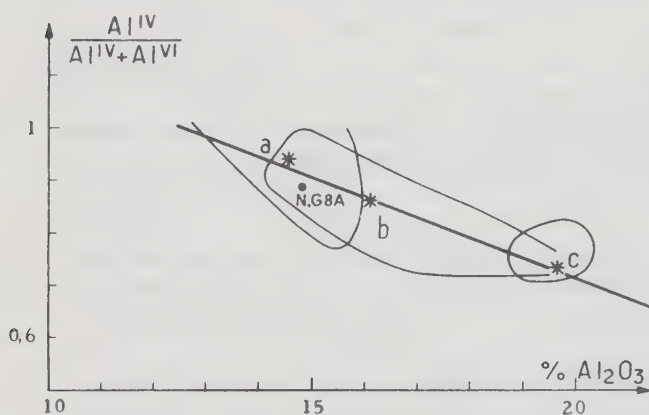


Figure 77 - Diagramme de l'aluminium dans les biotites en fonction de la paragenèse observée dans les roches ignées (Gagny, 1968).

- a : paragenèse à biotite et amphibole ;
- b : paragenèse à biotite seule ;
- c : paragenèse à biotite et muscovite.

La biotite NG 8A* tombe dans le domaine des roches ignées à biotite et amphibole, non loin de la ligne moyenne.

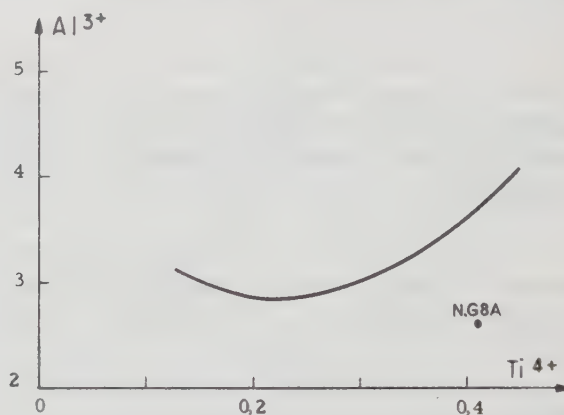


Figure 78 - Diagramme de Guitard (1963) pour la biotite NG 8A* des gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan.

La courbe sépare approximativement le domaine inférieur des biotites de granite et granodiorite de celui, supérieur, des biotites de micaschistes mésozonaux.

Les minéraux accessoires sont très abondants : le sphène particulièrement, puis l'apatite. Même lorsque la roche est complètement écrasée et altérée (N.A62 du Bec-du-Canard), les grands cristaux automorphes de sphène sont toujours présents, simplement cassés.

3 - OCCURRENCES D'UNE ROCHE SEMBLABLE DANS LE MASSIF DE L'ARGENTERA

Dans son atlas pétrographique du massif de l'Argentera, Malaroda (1968) présente deux photos d'une roche tout à fait semblable aux gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan (planche 18, fig. 1 et 2). Cette roche caractéristique dénommée "embréchite ocellée à biotite et amphibole" affleure exclusivement dans le secteur méridional du Complexe de Malinvern - Argentera (c'est-à-dire le complexe le plus migmatitique) et uniquement à la périphérie de certaines masses de roches amphiboliques.

A propos de la troisième photographie de la même planche, Malaroda dit que "l'on peut penser que ces roches sont le produit d'un arrangement du Fe et du Mg provenant, avec le néosome sialique, de la masse d'amphibolites voisines en voie de granitisation".

L'étude chimique qui suit m'amène à d'autres conclusions ; celles-ci s'accroissent très bien avec l'existence à une si grande distance d'un horizon aussi caractéristique, en position apparemment analogue.

4 - ÉTUDE CHIMIQUE

Quatre analyses ont été effectuées au quantomètre sur des échantillons prélevés d'un bout à l'autre de la formation (cf. annexe II). En lame mince, deux échantillons montraient du pyroxène : N.E6A* et N.G8A*.

1/ Homogénéité

Comme le laissait prévoir l'analyse pétrographique, la formation des gneiss oeilés amphiboliques de l'Olan est d'une remarquable homogénéité de composition chimique ; celle-ci apparaît sur tous les diagrammes présentés (fig. 80, 81, 82, ainsi que les diagrammes généraux fig. 69, 70, 71). Une telle constance est assez caractéristique de formations volcaniques ou ignées.

2/ Caractères

Ces roches ont un caractère potassique très accusé, et leur rapport K_2O/Na_2O est supérieur à 2 (fig. 82). De même, le rapport $MgO/CaO \sim 4,5$ est fort pour des roches aussi riches en SiO_2 .

Dans le diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (fig. 71), ces roches ont à peu près pour coordonnées : $x = -50$, $y_1 = +60$, $y_2 = 200$, $z = 210$. Par référence à la grille des roches ignées de ce diagramme, on voit qu'elles ont une composition voisine de celle des trachytes avec toutefois une alcalinité Z moindre et une ordonnée y_2 nettement supérieure qui dénotent l'affinité profonde de ces roches avec les latites. Par ailleurs, ce domaine est typiquement aussi celui des lamprophyres (Camboly, 1966).

J'ai recherché dans la littérature des roches de composition semblable. On peut leur comparer l'analyse de latite donnée par Daly (1968, p. 13, n° 31), roche un peu plus alumineuse, un peu moins magnésienne, mais surtout plus sodique et moins potassique. On peut également les comparer à une analyse de latite à hypersthène (trachyandésite) d'Ouganda (Holmes et Harwood, in Turner et Verhoogen, 1960, p. 238, n° 9), roche essentiellement moins magnésienne et plus sodique.

On peut également comparer le chimisme des gneiss oeilés de l'Olan, à celui du granite des Crêtes et de son cortège filonien microgrenu (Eller, 1961, Gagny, 1968). Le tableau 9 présente deux des analyses données par Gagny : la première représente le faciès noir du granite des Crêtes (p. 70, éch. MIN. 27), la seconde un filon de microsyénite calcoalcaline à tendance monzonitique, équivalent microgrenu des latites (p. 164, éch. MIN. 75, voir aussi p. 202 et 264). La différence essentielle de ces analyses avec celle des gneiss de l'Olan tient à l'interversion des teneurs en MgO et CaO, qui se reflète d'ailleurs dans la composition moins magnésienne des biotites de l'Olan.

On peut surtout leur comparer le chimisme des coulées de porphyres trachytiques calco-magnésiens définis par Stussi (1970, p. 110) dans le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales. Pour cet auteur, ces roches à fond aphanitique ont un excès de silice libre, ce que l'on constate effectivement dans les gneiss oeilés de l'Olan. "D'autre part, le feldspath alcalin théorique (calculé Or_{70}, Ab_{30} , compte-tenu du potassium mobilisé dans la biotite) accuse un net excès sur le plagioclase : $Or/Or + Pl = 0,63$ " (Stussi, 1970, p. 116). Les gneiss oeilés de l'Olan ont donc pour équivalents effusifs des roches situées à la limite des latites et des trachytes (Streckeisen, 1967). A la différence des Vosges méridionales toutefois, les gneiss oeilés ne semblent pas être associés à tout un cortège volcanique et hypovolcanique au milieu duquel les porphyres trachytiques calcomagnésiens possèdent déjà pour Stussi une notable originalité. Ces roches trouvent "difficilement

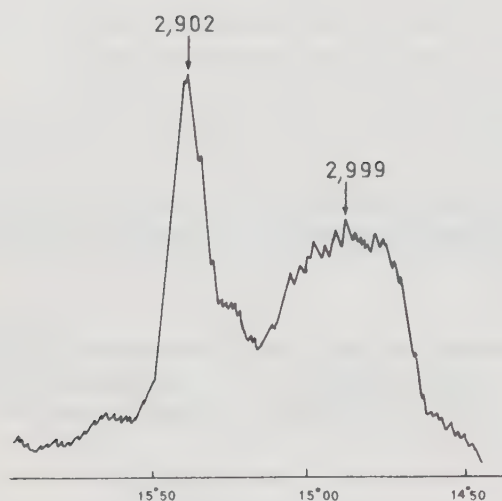


Figure 79 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) (131) d'un feldspath potassique du gneiss oeilé amphibolique N.G8A*.

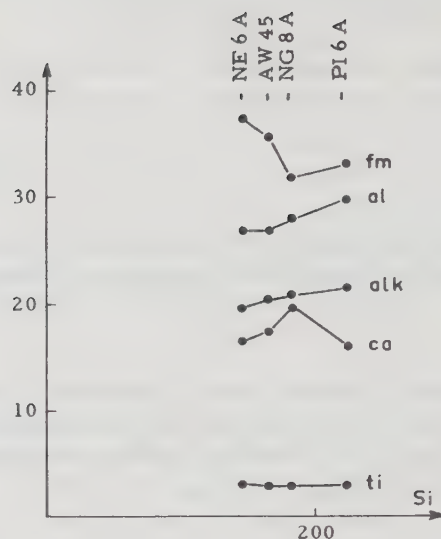


Figure 80 - Paramètres de Niggli pour quatre échantillons de gneiss oeilé amphibolique. L'homogénéité chimique de cette formation est remarquable.

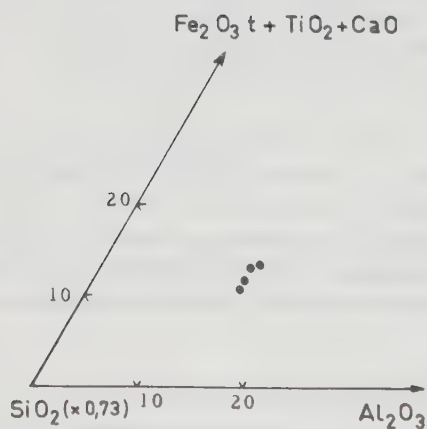


Figure 81 - Triangle des "roches totales" (H. de La Roche, 1966) (explication du diagramme en annexe) pour les gneiss oeilés amphiboliques de l'Olan.

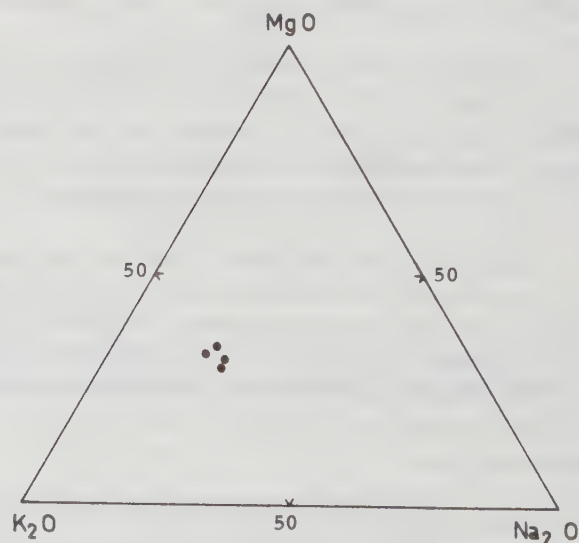


Figure 82 - Triangle MgO-K₂O-Na₂O pour les gneiss oeilés amphiboliques de l'Olan.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1	58,77	14,67	5,94	0,12	4,10	5,04	2,58	6,03	1,22
2	57,65	16,68	6,81	0,10	3,22	5,74	3,59	4,39	1,00
3	61,09	15,36	6,45	0,10	2,47	4,45	3,00	4,97	1,75
4	60,40	14,10	5,99	0,10	6,24	3,66	2,12	6,53	1,06
5	60,20	14,15	5,82	0,10	5,35	2,90	2,45	6,40	1,06
6	59,90	14,40	5,94	0,12	3,53	4,61	3,09	5,79	0,78
7	60,20	14,85	5,46	0,08	5,60	3,98	2,65	5,60	0,83

Tableau 9 - Comparaison du chimisme des gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan.

- 1 : moyenne arithmétique des quatre analyses de gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan.
- 2 : latite de Daly.
- 3 : latite à hypersthène in Turner et Verhoogen.
- 4 : granite des Crêtes, variété noire, in Gagny.
- 5 : microsyénite calco-alkaline, in Gagny.
- 6 : porphyre trachytique calco-magnésien type des Vosges méridionales, in Stussi (1970, T. I, p. 111, T. II, p. 351).
- 7 : lamprophyre à biotite et diopside des Vosges moyennes, in Camboly (1966, n° 50).

des équivalents parmi les roches volcaniques plus récentes". On verra cependant au sous-chapitre suivant (VII) que les porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin possèdent de nombreuses analogies avec les porphyres quartzifères rhyolitiques des Vosges méridionales.

Une dernière analyse permet de comparer les gneiss oeillés de l'Olan à un lamprophyre des Vosges moyennes (Camboly, 1966) qui montre à nouveau la prédominance du magnésium sur le calcium, fait très général dans les lamprophyres.

5 - CONCLUSIONS GÉNÉTIQUES

L'architecture de cette formation, ainsi que la constance de ses caractères chimiques conduisent naturellement à penser qu'il s'agit soit d'une coulée volcanique à la fin de la mise en place de l'ensemble de La Lavey, soit d'un sill hypovolcanique ultérieurement interstratifié. De toute façon, elle a subi le même métamorphisme que les formations qui l'encadrent. Ce métamorphisme, en faisant recristalliser la formation, a rendu méconnaissable sa texture originelle. De même il est difficile de se rendre compte de la nature exacte des enclaves qu'on y rencontre (xénolithes ?).

On peut remarquer que la prépondérance de CaO sur MgO est assez typique des magmas basaltiques, tandis que celle de K₂O sur Na₂O l'est des roches granitiques. La réunion de ces deux particularités confère un caractère hybride aux gneiss de l'Olan. Si l'on mêle à parties égales un basalte de plateau (moyenne de Daly, p. 17, n° 60) et un granite précambrien (moyenne de Daly, p. 9, n° 3), on obtient le résultat suivant :

SiO ₂	<u>58,96</u>	MgO	<u>3,89</u>
Al ₂ O ₃	<u>14,48</u>	CaO	<u>5,75</u>
Fe ₂ O ₃ ^t	(8,95)	Na ₂ O	2,93
MnO	<u>0,14</u>	K ₂ O	3,32
		TiO ₂	<u>1,26</u>

En mettant de côté la valeur trop élevée du fer (mais on sait à quel point la teneur en fer d'un basalte est sujette à variations), l'inadéquation du résultat avec l'analyse moyenne des gneiss ocellés d'Olan (tableau 9) a lieu uniquement pour les alcalins : Na₂O un peu fort (excès variable selon le basalte) K₂O extrêmement faible, quels que soient le basalte et le granite considérés.

Le problème de l'origine du potassium des roches volcaniques basiques riches en potasse est un problème embarrassant que beaucoup d'auteurs ont tenté de résoudre (Turner et Verhoogen, 1960, chapitre 9). Il est généralement admis que ces magmas "sont le produit de réaction d'assimilation des roches granitiques des tréfonds continentaux par un magma de type basalte alcalin à olivine ou basalte à néphéline". Cette explication rend notamment compte de la teneur généralement élevée en certains éléments de trace, que l'on trouve dans les roches ainsi produites. Mais la surconcentration potassique est expliquée de façon variable selon les auteurs ; il est essentiellement fait appel :

- soit à une assimilation sélective par le magma de minéraux potassiques des roches granitiques (feldspath et biotite) ou du magma (biotite selon Bowen) ;
- soit à une concentration du potassium par les fluides et gaz associés au magma.

Cette dernière explication a notamment été développée par Daly, et ultérieurement par Rittmann (1933) à propos du Somma-Vésuve. L'intervention des gaz permettrait le transfert du potassium et sa concentration dans les parties hautes, tandis que la soude serait soustraite de façon différentielle.

C'est un problème qui rejoint celui de l'origine des lamprophyres. Or Gagny (1968) décrit à propos du granite des Crêtes des filons de microgranite à pyroxène passant de façon continue à des formes lamprophyriques, toutes deux ayant le chimisme que nous étudions. La variation de la teneur en K₂O dans ces filons se répercute uniquement sur la pâte et non sur les phénocristaux, ce qui amène à envisager un phénomène tardif. Dans le cas du filon du Bois des Bioquets (p. 193 et suivantes), la teneur en K₂O diminue des centres aux épontes tandis que la teneur en Na₂O augmente dans les épontes granitiques du filon.

C'est probablement un phénomène semblable, mais à plus grande échelle, qui a présidé à la genèse des gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan. Le magma latitique formé en profondeur devait être riche en gaz dissous. La montée brutale de ce magma à l'occasion du jeu d'un accident crustal important (cf. failles de rift de l'Ouganda) a conditionné la mise en place d'une lave très fluide à cause de sa forte teneur en gaz dissous, et enrichie en K₂O par ces mêmes gaz.

La cristallisation s'est faite suivant un ordre classique :

- augite
- biotite - hornblende
- andésine
- microcline - quartz

encore perceptible dans les échantillons les moins écrasés ou rétro-morphosés.

C'est l'histoire orogénique ultérieure qui a fait recristalliser en partie cette roche, l'a orientée, et lui a finalement conféré l'aspect qu'elle présente actuellement - et ceci non seulement dans le Haut-Dauphiné lui-même - mais jusqu'en Argentera d'après les photos de Malaroda (1968, Pl. 18).

Il est intéressant de remarquer que dans les Vosges méridionales, les porphyres trachytiques font partie de la "série orogénique" et qu'ils datent à peu près du Viséen supérieur, c'est-à-dire qu'ils sont immédiatement antérieurs au granite des Ballons (Gagny, 1968 ; Stussi, 1970), tandis que les porphyres quartzifères rhyolitiques sont post tectoniques (phase sudète).

VI LES PORPHYROÏDES DE L'ALPE-DU-PIN ET LES GNEISS OCELLAIRES DU PLAN-DU-LAC

Ces formations s'étendent de part et d'autre de la vallée du Vénéon, dans une zone qui fait actuellement l'objet d'une étude détaillée de la part d'un chercheur grenoblois François Bartoli. Je présenterai cependant ici quelques résultats de l'étude succincte que j'y ai menée.

1 - INTRODUCTION

Extension

C'est Özocak (1965) qui a le premier attiré l'attention sur les porphyroïdes (J. de Lapparent, 1909) qui affleurent en de nombreux pointements sur les deux rives du Vénéon, entre Saint-Christophe-en-Oisans et Champhorent. P. Termier (1897) et Bellair (1948) avaient déjà remarqué l'affleurement massif de la Combe du Sec qui coupe la route en rive gauche du ravin (A.V61★) ; ils en avaient fait un dyke volcanique acide, reste d'une cheminée des orthophyres houillers.

Özocak a figuré une quinzaine de pointements de porphyroïdes sur sa carte au 1/20 000 (St Christophe n° 1). J'ai moi-même découvert trois nouveaux groupes d'affleurements qui augmentent beaucoup l'extension de ces porphyroïdes :

- vers le Sud, dans le cirque de l'Alpe-du-Pin (Pl. XXXIV, fig. 1) sur le flanc Est de l'arête nord de la Tête 3291 de Lauranoure, à l'altitude 2300 (A.X58). Des porphyroïdes schisteuses à gros yeux globulaires de quartz apparaissent dans des gneiss à poissons surmicacés, fortement schistifiés ;
- au Nord de Saint-Christophe, sur la rive droite du vallon de la Selle, on trouve vers 1900 m (en amont du Ruisseau de la Mura) une série d'affleurements de porphyroïdes schisteuses, encadrées de gneiss à foliation verticale nord-sud (A.S74) ;
- sur le plateau du Mont-de-Lans, en rive gauche du Torrent du Grand-Plan, au pied de l'éperon nord de Tête-Moute, se trouve un gros affleurement de porphyroïde massive entre 2350 et 2430 m d'altitude (A.Q42★).

Au total, les affleurements de porphyroïdes schisteuses ou massives sont dispersés sur une étendue de plus de 7 km de longueur méridienne et de 2 km de largeur.

2 - DESCRIPTION DES PORPHYROÏDES

Ainsi qu'il vient d'être dit, ces roches peuvent être massives ou schistifiées. Dans le premier cas, le mieux préservé de l'écrasement et de l'altération, la roche se débite en blocs très durs, d'aspect frais, compact, où se remarquent de petits yeux globulaires de quartz à éclat gras, de quelques millimètres à un centimètre de diamètre, noyés dans une masse gris bleuté ou verdâtre, à grain très fin, pas ou à peine orientée. Au fur et à mesure que la schistification augmente d'intensité, les yeux se déforment en s'allongeant.

Les porphyroïdes forment des masses elliptiques, allongées selon la schistosité ou la foliation générale du secteur, et dont la taille va de quelques décimètres à quelques centaines de mètres.

Au microscope (Pl. XXXIV, fig. 4 et Pl. XXXV, fig. 1) les porphyroïdes massives sont formées de phénocristaux de quartz corrodé, feldspath potassique, plagioclase et biotite en proportions variables, flottant dans une mésostase très fine formée d'un feutrage micacé et de quartz ; parfois apparaissent de petits microlites de plagioclase dans la mésostase ; la texture fluidale est parfois encore sensible. L'altération est forte (chloritisation, séricitisation), mais il est rare d'observer des cristaux néoformés de muscovite : le métamorphisme est peu sensible dans ce type de roche, et l'on peut tout au plus lui attribuer la recristallisation partielle de la mésostase.

1/ Contacts avec l'encaissant

La nature du contact des masses de porphyroïdes avec l'encaissant est très délicate à définir : la plupart des pointements sont en effet cernés par une zone schistifiée, chloriteuse, souvent silicifiée tardivement.

Özocak (1965, p. 14, fig. 6-1) a décrit un affleurement très caractéristique sur le chemin du refuge de l'Alpe-du-Pin (vers 1540 et non 1510 m) (A. V57*) (Pl. XXXIV, fig. 2 et 3). Au centre du chemin s'observe, sur d'anciens polis glaciaires, une lentille de porphyroïde légèrement schistifiée de 4 à 5 m de longueur. L'encaissant est formé de gneiss à biotite, bien réglés, à foliation concordante avec la schistosité générale, où se remarquent des taches pegmatitiques claires allongées et de nombreuses ocelles blanches de feldspath. Dans la partie haute de l'affleurement, la porphyroïde est elle-même coupée par un filon pegmatitique de plusieurs centimètres de large accompagné de petites fentes à quartz laiteux et chlorite. Puis à gauche, par une zone floue peu épaisse, il y a passage que l'on pourrait dire continu bien que légèrement schistifié, au gneiss encaissant, schistifié lui aussi. A vrai dire ce contact pourrait être pris également pour un contact filonien qui aurait rejoué ensuite et aurait été schistifié. Mais toujours sur le chemin et 50 cm en dessous, selon la schistosité, il devient très difficile de savoir comment et où s'arrête la porphyroïde et commencent les gneiss injectés de pegmatites à quartz et feldspath potassique. Par endroits, les feldspaths potassiques mordent même sur la porphyroïde.

J'ai refait à nouveau cette observation au pied de l'arête nord de la Tête Est de Laurantou : là, le contact schistifié se fait sur quelques millimètres, mais à l'intérieur des porphyroïdes, on observe le développement de petites taches quartzofeldspathiques dans la masse à grain très fin qui entoure les yeux, et sans rapport avec ceux-ci.

Il ressort donc de ce qui précède que, si le contact est filonien il est antérieur à la pegmatitisation. Il ne semble donc pas que les porphyroïdes dont j'ai parlées puissent être considérées comme l'équivalent filonien des orthophyres houillers dont on sait que le "métamorphisme est superficiel" et limité ; il se traduit essentiellement par une rétro-morphose (chloritisation, séricitisation) et une néoformation de quelques produits micacés et de phengite "dans la pâte des tufs et des arkoses" (Lameyre, 1958).

2/ Les gneiss encaissants ; comparaison de leur chimisme à celui des orthophyres

Les roches au milieu desquelles apparaissent les pointements de porphyroïde sont typiquement des gneiss à petites ocelles millimétriques de feldspath que R. Özocak a décrits sous l'appellation de "gneiss du Plan-du-Lac" (1965, p. 5 à 7). L'affleurement le plus accessible est celui du point "1238" de la route de Saint-Christophe à sa traversée de la Combe Salude (A. T42* pour moi) dont Özocak fait son échantillon type.

Je ne répèterai pas la description microscopique qu'il en fait, mais insisterai sur l'habitus des minéraux (Pl. XXXV, fig. 2 à 4) : le quartz est généralement allongé en grandes plages elliptiques selon la foliation ; lorsqu'il a été préservé de cet écrasement et de cette recristallisation (texture blastomylonitique), on retrouve encore un habitus arrondi corrodé en doigts de gant. L'habitus des plagioclases a une tendance automorphe nette. Mais tous les minéraux ont été plus ou moins écrasés comme en témoignent les fractures, les extinctions roulantes des feldspaths et micas, les perthites d'exsolution tectonique des feldspaths potassiques, et les ombres de pression à l'extrémité de tous les phénocristaux. Enfin, il faut insister sur l'importance de la muscovite, visiblement

postérieure à tous les autres minéraux et l'existence d'épidote-clinozoïsite tardive. Dans d'autres échantillons dont l'appartenance aux gneiss du Plan-du-Lac est douteuse (A.U55*, A.R65), peut apparaître du grenat. En l'occurrence, la seule manifestation certaine du métamorphisme réside donc dans la cristallisation de muscovite.

C'est essentiellement l'écrasement qui a donné à ces roches la structure gneissique. Suivant les endroits, le grain est plus ou moins fin, mais on retrouve toujours les plages étirées de quartz, et épisodiquement dans les roches les plus fines, des phénocristaux feldspathiques légèrement tordus, à bordure un peu confuse, à perthites d'exsolution tectonique. Parfois la roche est constituée d'un assemblage de cristaux quartzofeldspathiques qui semblent juxtaposés.

De tous ces caractères il ressort que les "gneiss du Plan-du-Lac" ont une origine volcanique acide : ce sont les tufs, cendres, produits d'explosion d'un volcanisme acide (*) et leur reprise par des processus de sédimentation grossière (volcano détritique). Les effets du métamorphisme sont faibles ; ils se limitent pour l'essentiel à une recristallisation pénétrante du quartz et à une cristallisation des micas.

Sur le plan chimique, le diagramme de Niggli (fig. 83) fait apparaître la belle homogénéité des pointements de porphyroïde et la composition assez comparable des gneiss qui les enveloppent directement (à moins de 5 m de distance). (La valeur faible (5,5) du paramètre "ca" pour l'échantillon A.V56* de l'Alpe-du-Pin peut provenir du lessivage du calcium à la faveur des fentes alpines à quartz - chlorite qui parcourent la roche). Sur le diagramme de Jung (fig. 84), j'ai reporté un nombre beaucoup plus grand de gneiss volcanodétritiques de type Plan-du-Lac. On voit le bel alignement d'une partie des points représentatifs et l'existence en dessous de la courbe d'un groupement lâche d'échantillons plus feldspathiques ; ce groupement pourrait refléter la nature volcanique remaniée de certaines assises. C'est ce qui apparaît également sur le diagramme chimico-minéralogique de la figure 72 où les points s'allongent selon une ligne oblique descendante qui correspond à une charge croissante en ferromagnésiens et décroissante en alcalins. On remarquera que les termes les plus acides ont encore une ordonnée y_2 importante, et que l'ensemble de ces roches a encore un caractère monzonitique affirmé. Enfin (fig. 73 et 74), le jeu différentiel de Na et de K par rapport à Al reste faible. La comparaison chimique succincte des porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin et des gneiss du Plan-du-Lac confirme leur origine commune.

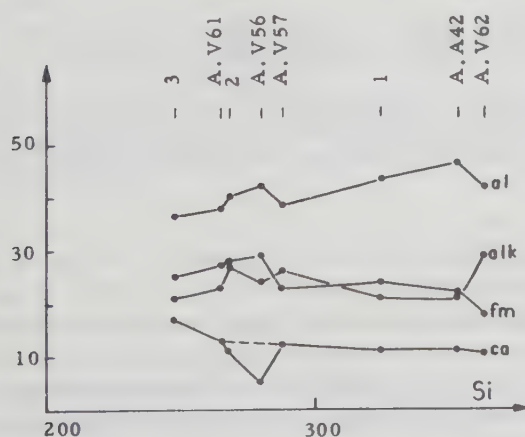


Figure 83 - Paramètres du Niggli pour les porphyroïdes et gneiss encaissants de St Christophe-Alpe du Pin. (1 à 3 : R. Özocak, 1965 p. 19).

(*) Il s'agissait de volcanites assez potassiques de type dellénitique, voire, à cause de leur teneur Fe Mg Ti relativement élevée, de quartz-latites.

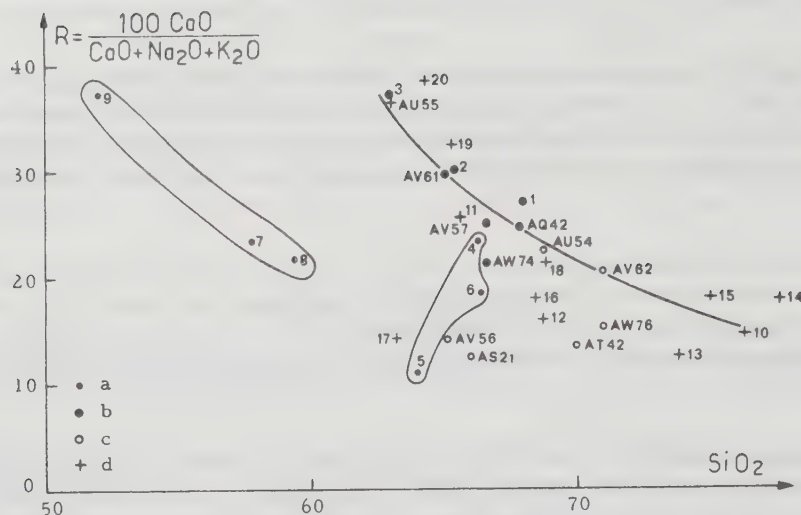


Figure 84 - Diagramme de Jung montrant le beau groupement des porphyroïdes avec les gneiss encaissants.

1 à 3 : R. Özocak ; 4 et 5 : "Rhyolites" stéphaniennes des Grandes Rousses (J. Lameyre, 1958, p. 116, n° 1 et 2) ; 6 : Dacite du col de la Croix de Fer LF 69 23 (analyse nouvelle CRPG) ; 7 à 9 : Trachytes stéphaniennes des Grandes Rousses (J. Lameyre, 1958, p. 114, n° 1 à 3) ; 10 à 20 : Porphyroïdes arkosiques et grauweekes du Combeynot (J.C. Lacombe, 1970, p. 66-69).

a : volcanisme houiller ; b : porphyroïdes de l'Alpe du Pin ;
c : gneiss du Plan du Lac ; d : Combeynot.

3/ Comparaison avec le volcanisme houiller des Grandes-Rousses et celui du Combeynot

Si maintenant sur le diagramme de la figure 84 on reporte les analyses chimiques d'échantillons volcaniques du houiller des Grandes-Rousses (Lameyre, 1958), on voit que les échantillons dacitiques, à caractère effusif net se détachent de la lignée des porphyroïdes et que les échantillons du volcanisme trachytique des Grandes-Rousses sont totalement isolés.

Par contre, les analyses qui concernent le volcanisme acide du Combeynot (Lacombe, 1970) se superposent et prolongent vers des termes plus acides l'ensemble des porphyroïdes et des gneiss du Plan-du-Lac. On sait que dans le Combeynot, "les rhyolites et leurs dérivés tufacés constituent l'armature des formations détritiques métamorphiques. Les porphyroïdes plus ou moins schisteuses y sont constamment associées à des faciès plus massifs à structure volcanique bien conservée et dont on peut entrevoir localement le lien génétique avec les granites intrusifs viséens" (Gibergy, Lacombe, Vialon, 1970). Malgré les quelques 20 km qui les séparent, il semble naturel d'envisager une même origine à ces deux ensembles (Le Fort et Pêcher, 1971).

4/ Limites du groupe volcano-détritique de l'Alpe-du-Pin - Plan-du-Lac

Le laminage souvent intense qu'ont subi ces formations, et le caractère granitique de leur minéralogie opposent de sérieux obstacles à la reconnaissance de leurs limites. D'ailleurs, rien ne dit que ces formations constituent un seul ensemble cartographique. Özocak avait déjà pressenti cela dans sa carte au 20.000e, puisque sa représen-

tation du groupe des gneiss du Plan-du-Lac isolait plusieurs pointements de ceux-ci au milieu du "groupe des gneiss de Saint-Christophe-en-Oisans" (*) (notamment dans le cirque de l'Alpe-du-Pin, partie septentrionale de l'arête de Pierroux, non loin de l'affleurement A.X58 des porphyroïdes (cf. p. 173).

Or deux bandes amphiboliques méridiennes semblent isoler ces formations :

- la première, à l'Est, semble prolonger de façon discontinue celle du fond de La Lavey (partie centrale du tri-dent, fig. 59). Elle présente quelques affleurements au-dessus de Champhorent, avant de former une assise verticale puissante de plus de 100 m qui coupe le vallon de La Selle à hauteur des chalets de La Selle et se prolonge sous le sédimentaire du Jandri pour rejoindre la bande amphibolique du Nord-Nord Est de Roche-Mantel ;
- la seconde, au centre, bifide, affleure des deux côtés du Puy de Saint-Christophe (A.T43* des Fontaines-Bénites) et se retrouve dans le cirque de l'Alpe-du-Pin en rive gauche de la Froide-Pisse et jusque vers 2600 m. Plus au Nord, c'est elle qu'on retrouverait sous le sédimentaire de la Montagne de Rachas dans les affleurements d'amphibolite agmatitique du "2375".

D'autre part, l'occurrence de sillimanite, sinon celle de cordiérite pinitisée et de grenat (A.R65), témoigne dans certains gneiss d'un métamorphisme de degré supérieur et certainement différent de celui enregistré dans l'ensemble Alpe-du-Pin - Plan-du-Lac.

En attendant le résultat des études plus précises de Bartoli, je pense donc qu'il faut envisager que les formations volcano-détritiques de l'Alpe-du-Pin - Plan-du-Lac forment deux vastes bandes méridiennes, pincées dans le vieux socle à la façon des "synclinaux" houillers et triasico-liasiques. Dans cette région tectoniquement très perturbée, il faut d'ailleurs se méfier de l'interpénétration possible du houiller, dont la nature semblable rendrait très difficile la distinction (cf. bande de houiller de l'Herpie dans la carte qu'en donnent Desthieux et Vernet, 1970).

Ces bandes volcano-détritiques sont serties sur un socle plus ancien dont on comprend alors qu'elles interrompent les structures : ainsi s'expliquerait le hiatus du niveau amphibolique de La Lavey et notamment des gneiss oeillés amphiboliques entre le Bec-du-Canard et le cirque de l'Alpe-du-Pin.

5/ Les gneiss de Villar-Loubière

A hauteur de Villar-Loubière, coincés entre deux bandes triasico-liasiques affleurent un ensemble de gneiss extrêmement laminés et rétro-morphosés qui ressemblent cependant aux gneiss du Plan-du-Lac. Cette ressemblance n'est pas seulement macroscopique :

- au microscope, à travers un laminage encore plus intense on reconnaît la même texture volcano-détritique, les mêmes fantômes de quartz corrodés, la même muscovitisation (je n'ai jamais vu de restes de cordiérite, de grenat, ni de sillimanite) ;
- chimiquement (fig. 72, 73 et 74), les gneiss de Villar-Loubière sont tout à fait comparables à ceux du Plan-du-Lac.

Enfin, comme eux, ils sont parcourus de filons de pegmatites.

Au Sud de la Séveraisse, ces gneiss disparaissent sous la forêt. Ils se poursuivent probablement en aval de la Loubière jusque dans la région effroyablement tectonisée du Roux...

(*) Cette dénomination me semble malheureuse et devoir être abandonnée car l'une de ces limites passe approximativement à Saint-Christophe situé sur la prolongation géométrique de la suture sédimentaire de la Brèche du Grand-Creux.

Quoi qu'il en soit, l'intérêt des gneiss de Villar-Loubière tient à leur position structurale : ils sont en effet à la limite du noyau et de la zone corticale. Ceci plaide aussi en faveur de la mise en place dans cette grande zone tectonique d'un ensemble volcano-détritique ultérieurement pincé.

Conclusion

Bien que ses limites ne soient pas encore reconnues avec précision, il existe à l'intérieur du Haut-Dauphiné un ensemble de terrains d'origine volcano-détritique acide, pincés à l'intérieur d'un socle plus ancien selon une direction méridienne. Les observations que l'on peut faire dans ces terrains intimement laminés par les orogènes hercyniens et alpins, et les éléments que l'on peut tirer de leur comparaison avec les formations semblables du Combeynot, suggèrent que leur époque de formation est pénécotemporaine de la mise en place des granites du Haut-Dauphiné (environ 300 MA).

La ressemblance chimique de ces roches avec les porphyres quartzifères rhyolitiques des Vosges méridionales est assez frappante (Stussi, 1970). De plus, toutes deux sont sensiblement contemporaines de la mise en place des derniers granites. Dans les Vosges, leur âge serait Namurien selon Gagny (1968) et Westphalien supérieur selon Stussi (1970). On notera enfin la liaison chimique qui existe entre les gneiss ocellés amphiboliques et les porphyroïdes (fig. 71 et 72), puisqu'il suffit à peu près uniquement d'une augmentation de la charge en silice pour passer des premiers aux seconds.

C – PRÉSENTATION DU MÉTAMORPHISME

I – MINÉRALOGIE SOMMAIRE DE QUELQUES MINÉRAUX À COMPOSITION VARIABLE DU NOYAU

Au fur et à mesure de la description des différents ensembles, les minéraux ont été décrits dans leur cadre pétrographique. Pour ne pas alourdir l'exposé, il n'a généralement pas été fait état des études particulières menées sur eux, notamment des études chimiques et des études aux rayons X. Cette façon de faire, si elle disperse les observations et les résultats obtenus sur un même ensemble trouve sa justification dans le caractère homogène des différents groupes de minéraux présentés ci-dessous.

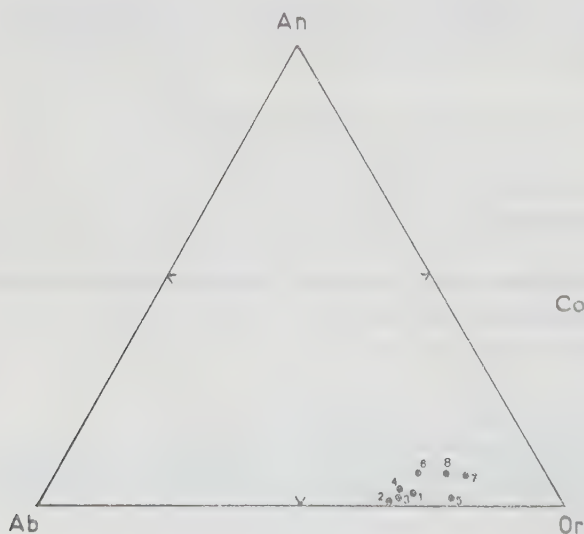


Figure 85 - Feldspaths potassiques du noyau.
Compositions normatives dans le triangle An-Ab-Or
d'après le tableau 11.

1 - FELDSPATHS POTASSIQUES

Minéral exceptionnel de la zone corticale, le feldspath potassique est au contraire très largement répandu dans tout le noyau, avec une abondance d'ailleurs variable.

Son étude aux rayons X montre également de grandes différences dans son degré d'ordre, avec une prépondérance du mélange des formes triclinique et monoclinique dans un même échantillon :

1	P. R6A*	mélange orthose à raie élargie ($\Delta < 25$) + microcline
2	P. I72*	microcline ($80 < \Delta < 100$)
3	P. I73*	mélange microcline ($\Delta = 100$) + orthose ($\Delta < 25$)
4	P. I74*	orthose ($\Delta < 25$)
5	P. Q32*	microcline ($\Delta = 60$)
6	P. Q32'	microcline + orthose
7	N. H8B*	microcline ($\Delta = 60$) (+ orthose)
8	N. H8C*	orthose (+ microcline)
9	A. S21*	mélange orthose à raie élargie ($\Delta < 25$) + microcline
10	A. T42*	microcline ($\Delta = 100$) et tous les intermédiaires jusqu'à l'orthose ($\Delta < 25$).

Tableau 10 - Résultats de l'étude aux rayons X de la raie 131 de l'orthose et de son dédoublement 131, $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$, dans le cas du microcline, sur dix feldspaths potassiques du noyau.

$$(\text{indice de triclinicité}) = 10^4 / 8 (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}})$$

(expérimentation Ginglinger et Lhote, C. R. P. G.)

1 : gneiss ocellé de Crupillouse ; 2 à 4 : gneiss du Pigeonnier ; 5 et 6 : gneiss à tendance ocellée du Val-Estrèche ; 7 et 8 : gneiss de La Lavey ; 9 et 10 : gneiss ocellés du Plan-du-Lac.

Les résultats très variables du tableau 10 soulignent la grande différence qu'il y a entre les feldspaths des granites (orthose ou microcline, cf. deuxième partie, chapitre I, C-I-1) et ceux des gneiss et migmatites.

Quant au pourcentage d'albite en solution solide dans le feldspath potassique il varie de 10-12 % (3) à 18-20 % (5) sans qu'apparaisse non plus de règle générale ; mais la séparation de l'albite des perthites n'étant pas parfaite, la précision de la mesure est mauvaise ; elle ne permet pas d'utiliser ces résultats selon la méthode du thermomètre géologique à deux feldspaths de Barth (1968) (expérimentation de Ginglinger selon la méthode d'Orville).

	1	2	3	4	5	6	7	8
	P. R6A*	P. Q61 α *	P. Q61 β *	P. Q32*	P. R32*	N. H8B*	A. S21*	A. T42*
Or	70,39	67,17	68,18	67,59	78,48	69,28	78,55	74,68
Ab	27,10	32,65	30,17	30,41	20,73	24,21	15,40	19,19
An	2,51	0,18	1,65	2,00	0,79	6,51	6,05	6,13
	100,00							

Tableau 11 - Composition normative de quelques feldspaths alcalins des gneiss du noyau (en pour-cents poids d'après les analyses chimiques des éléments majeurs au quantomètre du C. R. P. G., sauf P. Q61 et P. R32 par voie humide).

1 à 3 : gneiss de Crupillouse ; 4 et 5 : gneiss à tendance ocellée en Val-Estrèche ; 6 : amphibolite de La Lavey (mobilisat granitique) ; 7 et 8 : gneiss ocellés du Plan-du-Lac.

2 - BIOTITES-CHLORITES

Vingt cinq biotites plus ou moins chloritisées et provenant d'à peu près toutes les formations décrites dans le noyau ont été analysées au quantomètre du C.R.P.G. (analyses en annexe II).

Dans les concentrés de séparation, la teinte oscille entre le violet foncé plus ou moins mordoré et le verdâtre. Cette différence de teinte est directement fonction de la teneur en K_2O de la biotite. Ces variations peuvent être brutales ainsi qu'on peut s'en apercevoir sur les échantillons P.Q61 α et β prélevés à quelques décimètres de distance l'un de l'autre, le premier dans les gneiss laminaires de Crupillouse, le second dans les filons aplitiques qui les recoupent. Au bord des filons, le passage vers les biotites violettes des gneiss se fait de façon progressive dans les premiers centimètres de l'éponte.

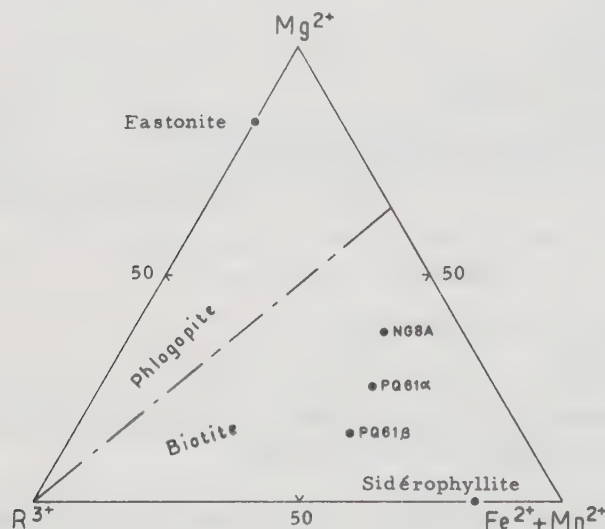


Figure 86 - Triangle $R^{3+} = Al^{VI} + Fe^{3+}, Fe^{2+} + Mn^{2+}, Mg^{2+}$ pour les biotites du noyau (Forster, 1960 ; Wenk et al., 1963).

L'altération affecte peu le rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} (fig. 86), ce qui indique que les micas noirs du noyau étaient à l'origine de véritables biotites.

3 - MUSCOVITE

Les micas blancs présentent souvent des phénomènes d'intercroissance parallèle avec les biotites chloritisées ; il est alors impossible de les séparer pour les analyser chimiquement. Par contre lorsque la muscovite apparaît dans les aplopegmatites, elle s'isole bien. L'échantillon P.Q61 β provient d'une masse de granite aplitique des gneiss de Crupillouse. C'est une muscovite très pure dont la formule structurale est donnée ci-dessous :

Z = 8		Y = 3,74			X = 0,22			W = 2,01		
si	al ^{IV}	al ^{VI}	fe ^{III}	ti	fe ^{II}	mn	mg	k	na	ca
6,24	1,76	3,59	0,12	0,03	0,11	0,01	0,10	1,78	0,21	0,02

Tableau 12 - Formule structurale de la muscovite P.Q61 β proche de la formule idéale

$Si_6 Al_2 Al_4 K_2 O_{20} (OH)_4$. La teneur en paragonite est faible (10 % environ), le rôle du fer est négligeable.

4 - GRENATS

Trois grenats ont été séparés puis analysés : deux d'entre eux proviennent des formations de La Lavey, le troisième des micaschistes de Champoléon (Crupillouse).

		almandin	pyrope	grossulaire	spessartine	andradite
1	N.G32 (SSW Orgières)	69 %	14 %	8 %	2 %	5 %
2	P.E48 (W Rouïes)	63 %	27 %	3 %	1 %	4 %
3	P.Q6E (filon gneiss ocellés)	65 %	19 %	0 %	4 %	11 %

Tableau 13 - Pourcentages en termes extrêmes des grenats du noyau.

On remarque à nouveau la belle homogénéité chimique de ces grenats aux deux tiers almandins, mais avec une notable proportion de pyrope, ce qui les distingue nettement de ceux de la zone corticale. La teneur en spessartine a encore diminué, au point de pouvoir être considérée comme pratiquement nulle aux erreurs d'analyse près. On sait malheureusement le peu de cas que l'on peut faire de ces minéraux comme indicateurs de la pression et de la température du métamorphisme (Weisbrod, 1970). On notera toutefois sur la figure 86 que le grenat 2 tombe dans le domaine des granulites de type Saxe ; sa composition est très semblable à celle d'un grenat d'une enderbite grenatifère (série charnockitique de l'Etat de Madras) ; elle se rapproche de celle des grenats éclogitiques (Deer, Howie et Zussman, 1963-1965, T. I, p. 87). La très forte teneur en magnésium et la très faible teneur en manganèse indiqueraient une pression franchement forte.

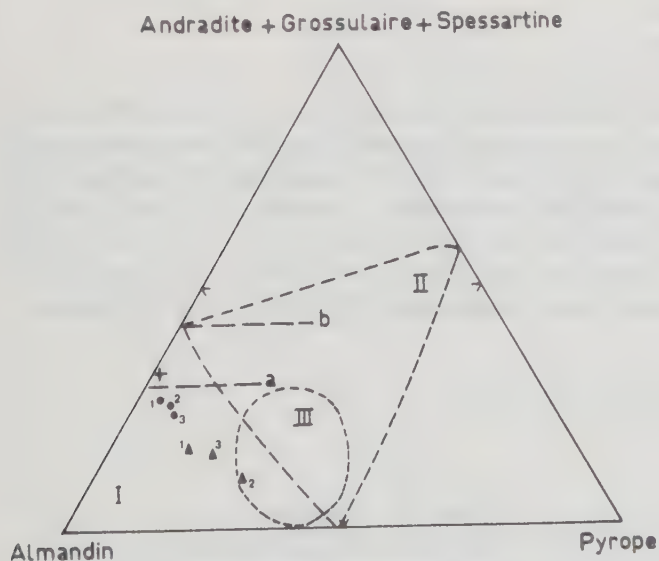


Figure 87 - Diagramme triangulaire de composition des grenats (Touret, 1969, tome III, p. 44 bis).

▲ grenats du noyau ; ● grenats de l'écorce .
+ grenat d'une aplite.

I : domaine moyen des grenats de la série pyrope des roches métamorphiques de faciès amphibolite et granulite (d'après Tröger, 1967 ; Engel et Engel, 1960 ; Deer, Howie, Zussmann, 1962).
a : teneur maximum en terme calcique d'après Tröger, 1967 ; b : teneur maximum en terme calcique d'après Winchell, 1958. II : grenats des éclogites (d'après Tröger, 1967) ; III : grenats des granulites type Saxe (d'après Scharbert, 1962-1963).

5 - AMPHIBOLES

Six amphiboles ont été séparées dans les amphibolites de La Lavey. Cinq d'entre elles étaient suffisamment pures pour être analysées, une sixième (P.C54) a été abandonnée. Les analyses chimiques sont données en annexe II.

A ces cinq amphiboles calciques ($Ca > 1,5$), on peut joindre l'amphibole subcalcique N.G8A* des gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan (cf. p. 167).

Formules structurales et compositions molaires calculées selon la méthode de Fabriès (1963) sont données dans les tableaux 14 et 15. Le caractère calcique des cinq amphiboles est beaucoup plus net que dans le cas des amphiboles corticales ; par contre elles sont moins alumineuses. Depuis les amphiboles corticales, il y a évolution dans le sens :

tschermakite $\longrightarrow$ édénite (fig. 90)

ce qui est un trait typique d'un métamorphisme croissant (Fabriès, 1966) (fig. 89). Ceci se traduit bien sur le diagramme de Boyd (1959) où $(\text{al}^{\text{VI}} + \text{fe}^{\text{III}})$ diminue nettement tandis que le remplissage du site vacant A par les alcalins a tendance à augmenter (fig. 90).

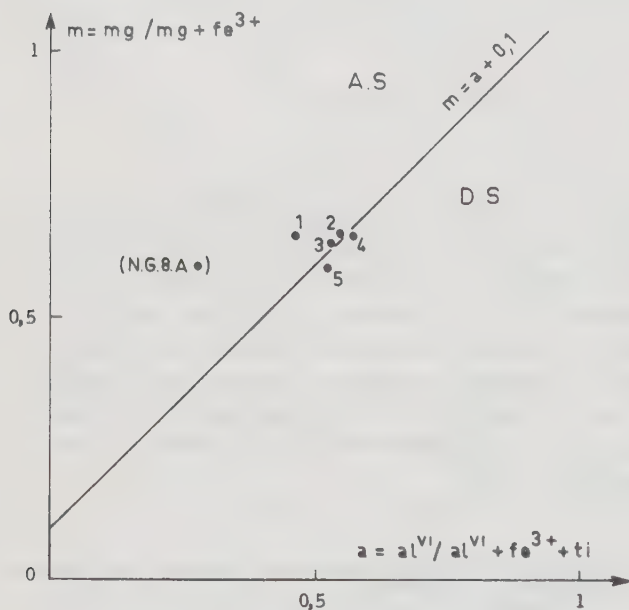


Figure 88 - Diagramme m/a (Fabriès, 1966 c) pour les amphiboles du noyau.

A.S. : domaine du métamorphisme de type andalousite-sillimanite ; D.S. : domaine du métamorphisme de type disthène-sillimanite.

Les points représentatifs se groupent sur la ligne de séparation $m = a + 0,1$ de façon encore plus serrée que dans le cas des amphiboles corticales. N.G8A correspond à l'analyse d'amphibole subcalcique ($a = 1,4$) des gneiss oeilés amphiboliques de l'Olan.

Par contre, le rapport $\text{mg}/(\text{mg} + \text{fe}^{\text{III}})$ qui reflète la composition globale de la roche est remarquablement constant pour ces amphiboles ; il est le même que pour les amphiboles corticales (fig. 88). Dans le diagramme m/a, le groupement des points représentatifs se superpose exactement à celui des amphiboles corticales. Ceci implique que la diminution constatée de $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{\text{III}})$ se fait sans modification du rapport $a = \text{al}^{\text{VI}} / (\text{al}^{\text{VI}} + \text{fe}^{\text{III}} + \text{ti})$. S'il y a augmentation de l'intensité du métamorphisme dans le noyau, cela se fait sans que le type de métamorphisme se modifie par rapport à celui de la zone corticale : il s'agit toujours d'un type intermédiaire entre celui à andalousite-sillimanite et celui à disthène-sillimanite.

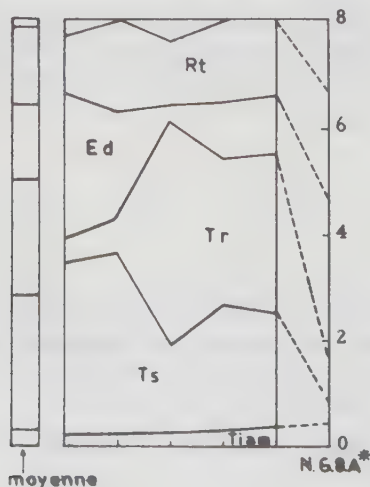


Figure 89 - Proportion des principales substitutions isomorphiques des amphiboles calciques du noyau (d'après J. Fabriès, 1963). L'importance du terme TS a nettement diminué depuis les amphiboles de la zone corticale.

	Z_8^{IV}		$(Y^{VI} + X^{VI})_5$			W_2^{VIII}			X^{XII} A	
	si	al	al	fe ³	ti	fm ₁	fm ₂	ca	alc ₁	alc ₂
1 A.T43*	6,61	1,38	0,42	0,38	0,11	4,07	0,06	1,78	0,14	0,48
2 A.T43'	6,66	1,33	0,56	0,37	0,11	3,91	0,00	1,78	0,21	0,46
3 N.H8B	7,28	0,71	0,29	0,13	0,12	4,44	0,10	1,73	0,15	0,18
4 N.H8D	6,95	1,04	0,43	0,17	0,15	4,23	-	1,80	0,19	0,32
5 N.H8E	6,94	1,05	0,41	0,18	0,19	4,16	-	1,81	0,18	0,31
N.G8A*	6,57	1,42	0,22	0,36	0,22	4,19	0,37	1,39	0,23	0,62

Tableau 14 - Formule structurale de cinq amphiboles calciques du noyau, ramenée à une demi-maille sur la base de 23 O (J. Fabriès, 1963).
L'amphibole sub-calcique N.G8A* des gneiss amphiboliques de l'Olan a été ajoutée (fm = fe" + mg + mn).

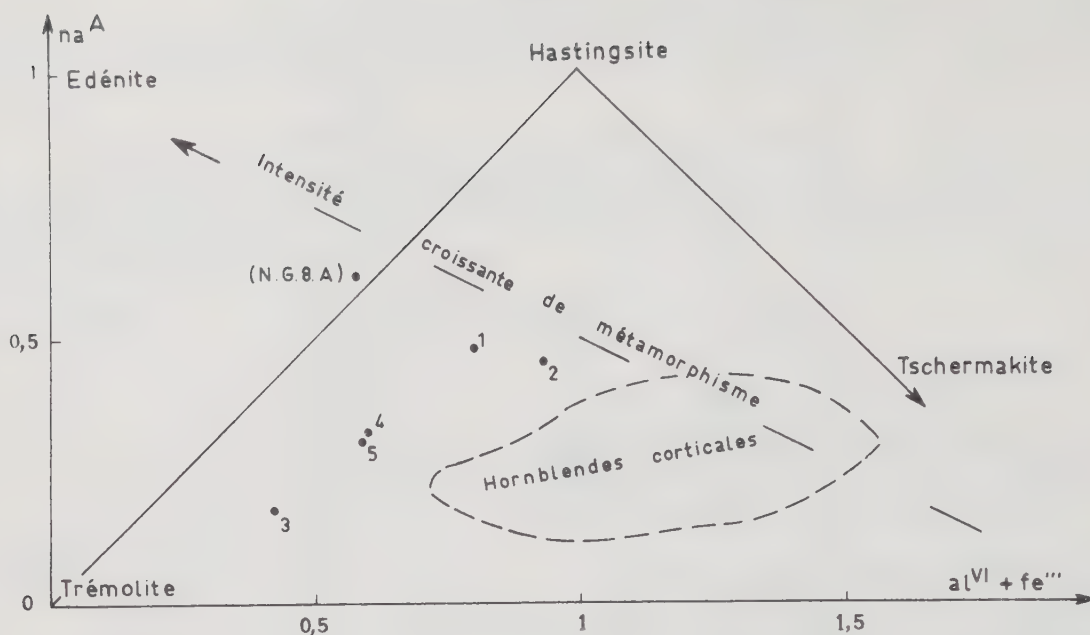


Figure 90 - Diagramme de F. R. Boyd (1959) pour décrire les hornblendes calciques ($Ca > 1,5$) du noyau. Les ions ($Al^{VI} + Fe^{3+}$) portés en abscisse interviennent dans la substitution isomorphe $(Al^{VI}, Fe^{3+}) + Al^{IV} \rightarrow (Mg, Fe^{2+}) + Si$. Ceux portés en ordonnée interviennent dans la substitution $(Na, K) + Al^{IV} \rightarrow "A" + Si$. L'aire des amphiboles de la zone corticale est cernée d'un tireté.

		Tiam	Cum	Ced	Rt	Ed	Gl	Ts	Tr	Total
1	A.T43*	0,22	0,24	-	1,12	2,72	-	3,20	0,50	8,00
2	A.T43'	0,22	-	-	1,68	2,00	-	3,44	0,65	7,99
3	N.H8B	0,24	0,40	-	1,20	0,24	-	1,68	4,23	7,99
4	N.H8D	0,30	-	-	1,52	1,04	-	2,40	2,73	7,99
5	N.H8E	0,38	-	-	1,44	1,04	-	2,16	2,97	7,99
	N.G8A*	0,44	1,44	-	1,92 (*)	3,04	-	0,40	0,76	8,00

Tableau 15 - Composition molaire de cinq amphiboles calciques du noyau et de l'amphibole subcalciq N.G8A* (Fabriès, 1963).

L'explication des symboles et la composition des huit principaux termes utilisés est donnée ci-dessus page 72.

(*) sous forme de sundiusite, amphibole sodique plus alumineuse $Na (Na, Ca) Fm_3 Al_2$.

Au niveau des amphiboles, l'évolution de ce métamorphisme se fait sans hiatus. La manière dont N.G8A* se place de façon isolée en bout de cette évolution (fig. 90) ne peut pas être le résultat d'une intensité plus forte du métamorphisme à cet endroit puisque les gneiss ocellés amphiboliques sont interstratifiés dans les autres formations amphiboliques de La Lavey. Elle pourrait par contre être le reflet d'une phase de métamorphisme antérieure moins effacée ici que dans les autres formations plus mobilisées. Ce métamorphisme antérieur aurait peut-être été d'un type différent (fig. 88), mais encore faut-il se méfier de ces roches à composition très particulière (MgO fort notamment).

II MÉTAMORPHISME ET MIGMATISATION

Il est étonnant de constater à quel point d'achèvement la "structure feldspathique" (de La Roche, 1971) est parvenue dans le noyau du Haut-Dauphiné. Cette structure s'expliquerait d'abord par le caractère d'"immaturité" primaire de ces roches (beaucoup de volcanisme et de sédiments de type grauwaske). La simplicité des paragenèses du noyau traduirait ensuite la mobilisation d'un grand nombre de composants (dans le sens que donne à ce terme Korzhinski). Les silicates et subsilicates de métamorphisme sont épisodiques.

1 - UN OU PLUSIEURS MÉTAMORPHISMES ?

On a décrit ces dernières années de nombreux exemples de phases successives de métamorphisme et de migmatisation, particulièrement dans les noyaux anciens de zones plissées, repris ultérieurement dans un autre orogène (cf. "Age relations in high-grade metamorphic terrains" édité par Wynne-Edwards, 1969). Ce problème du polymétamorphisme est intimement lié à celui des phases orogéniques. Lorsqu'un domaine métamorphique a subi, en totalité ou en partie, plusieurs phases de métamorphisme ou de migmatisation, quatre critères permettent essentiellement de le découvrir :

- les caractères pétrographiques et notamment les paragenèses de la phase antérieure, qui peuvent subsister à l'état de reliques (ces reliques sont d'ailleurs de taille variable, depuis le minéral "blindé" jusqu'au petit massif isolé par des conditions tectoniques particulières, par exemple) ;
- les caractères structuraux, dont l'étude peut permettre la définition de tectoniques divergentes, ou de style différent, ou enfin de grandes discordances régionales ;
- les caractères lithologiques et géochimiques, tant des diverses formations que des produits granitiques qui les envahissent ;
- les caractères radiochronométriques enfin.

De ces quatre méthodes, la dernière s'est jusqu'ici révélée décevante, en Haut-Dauphiné : les âges K/Ar et Rb/Sr sont dans l'ensemble bloqués à l'hercynien, les âges Pb total peu sûrs. Les trois autres séries de caractères ont par contre donné plusieurs indices d'un polymétamorphisme, voire dans le Nord-Est d'une double migmatisation (Le Fort et al., 1969 ; Pêcher, 1970 ; Gillot-Barbieri et al., 1970 ; Le Fort et Pêcher, 1971 a et b et ci-dessus p. 121 et fig. 51).

Par suite des rétomorphoses hercynienne puis alpine, les vestiges pétrographiques des phases anciennes ont été presque partout effacés. D'autre part, si des discordances existaient, elles ont toutes été oblitérées par la migmatisation générale qui a affecté le noyau.

Les indices qui subsistent sont les suivants :

- existence de deux massifs d'orthogneiss, d'origine granitique (Crupillouse), qui n'ont pu se mettre en place que dans un bâti déjà métamorphique ;
- vestige d'une, voire plusieurs paragenèses catazonales de haute pression dans l'ensemble de Peyre-Arguet (Pêcher, 1970) ;

- traces d'une double migmatisation dans les gneiss du Pigeonnier qui, par ailleurs, possèdent une structure complexe polyphasée ;
- existence de deux générations de biotite dans l'Est du massif. Existence probable de deux migmatisations successives, celle de Villar-d'Arène beaucoup plus importante reprenant celle du Doigt-de-Dieu (Pêcher, 1970 ; Le Fort et Pêcher, 1971 a et b) ;
- si les rapports entre le noyau et la zone corticale sont uniquement tectoniques, j'ai signalé la parenté chimique qui existait entre les amphibolites des deux zones ; or le métamorphisme est de type différent : pression intermédiaire à l'extérieur, pression faible dans le noyau ;
- rappelons enfin les implications de l'existence d'un conglomérat métamorphique à galet de granite du Chaillol, dont le matériel pourrait provenir d'un massif granitique porphyroïde ultérieurement orthogneissifié pour donner les gneiss oeillés de Crupillouse.

On remarquera que les caractères chimiques des formations ont été peu utilisés dans tout ce qui précède. Si l'on fait exception des gneiss de l'Alpe-du-Pin et des gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan, il y a en effet une grande monotonie chimique dans l'ensemble du noyau qui se groupe autour de deux grands types : acide et basique.

2 - CARACTERES DE CES MÉTAMORPHISMES

Déjà difficile à diagnostiquer, le métamorphisme ancien est encore plus difficile à caractériser. D'ailleurs, la composition chimique peu alumineuse du noyau (et de toutes les roches du Haut-Dauphiné) ne favorise pas le développement des silicates d'alumine qui fournissent les meilleures indications des conditions thermodynamiques. Les paragenèses à disthène-sillimanite-grenat... des gneiss de Peyre-Arguet avaient permis à Pêcher et Vialon (1970) d'évaluer les conditions approchées de leur métamorphisme à :

$$\begin{array}{rcl} P_S & = & 6,5 \text{ à } 8,5 \text{ Kbar} \\ P_{H_2O} & = & 2 \text{ à } 4 \text{ Kbar} \\ P_T & = & 600 \text{ à } 650^\circ C \end{array}$$

Nous verrons que ces conditions de forte pression (métamorphisme haute pression) s'opposent aux conditions de basse pression du second épisode métamorphique ; mais auparavant, je voudrais faire quelques remarques sur le linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet et sur les gneiss oeillés de Crupillouse.

1/ Linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet

Rappelons que cet ensemble de gneiss amphiboliques, gneiss leptyniques et gneiss à tendance oeillée possède une foliation constante et très marquée. Au Sud (Peyre-Arguet) Pêcher (1970, p. 26) a pu reconnaître trois paragenèses catazonales, à sillimanite, tour à tour prismatique et fibreuse ; le disthène est contemporain de la sillimanite n° 2, fibreuse. Au Nord (La Pilatte), la mobilisation postérieure affecte largement tous les niveaux et semble en liaison avec le développement du faciès Bans à tendance oeillée.

Le terme de linéament convient particulièrement bien à cette formation allongée, de faible épaisseur, à foliation très constante, texture blastomylonitique, à quartz discoïdes orientés ("Plattenquartz") et fibrolite (sillimanite n° 2) également orientée.

Deux comparaisons peuvent être proposées :

a - La fibrolitisation tectonique de Macaudière et Touret (1969)

L'apparition de sillimanite sous forme de paquets flexueux au cours de l'évolution métamorphique ou fibrolitisation, peut se faire aux dépens de la biotite, en relation avec des phénomènes tectoniques. Les veines et nodules (flammèches) de quartz-sillimanite sont parallèles. "Il y a une liaison très étroite entre la présence de

sillimanite, l'absence de feldspath et le faciès aplati du quartz... L'allure discoïde du quartz dans une structure tectonique ne semble pas liée à un degré particulier de métamorphisme, mais plutôt à une recristallisation sous un état de contraintes très fortement anisotropes" (Macaudière et Touret, 1969). Pour ces auteurs, ces zones à quartz-sillimanite "traduisent l'influence d'un système de contraintes régionales suffisamment anisotropes pour provoquer la croissance de zones de destabilisation des minéraux hydroxylés, le lessivage des feldspaths et la migration des éléments autres que la silice et l'alumine".

Aussi, dans ces zones intenses de cisaillement, les recristallisations ont-elles un caractère tardif par rapport au paroxysme métamorphique : il s'agit d'une rétro-morphose, mais d'une rétro-morphose "sèche", aux effets paradoxaux, puisqu'ils augmentent apparemment le degré du métamorphisme.

b - La granulitisation de type Saxe (cf. Watznauer)

L'acquisition des caractères granulitiques (paragenèse catazonale anhydre) dans ces roches, n'est pas "le reflet de températures et de pressions très élevées, mais le reflet de la condition $P_{H_2O} < P_{totale}$ " (Althaus, 1967). "Mylonites particulières, les granulites au sens allemand doivent être soigneusement distinguées des roches du faciès granulite dont elles ne constituent qu'un cas très particulier et limité" (Touret, 1970). Les granulites de type Saxe sont en effet des roches polymétamorphiques qui ont déjà subi une migmatitisation. L'eau libérée au cours de ce premier métamorphisme ou de la cristallisation du produit de fusion anatectique s'est complètement échappée de la roche ; elle n'était plus disponible lorsque s'est produit le deuxième métamorphisme qui a formé les granulites. Or, le champ P-T de coexistence stable de l'orthose avec la sillimanite est considérablement augmenté si $P_{H_2O} < P_T$. Aussi, "la température de formation de ces granulites se situe aux environs de 700°C, dans la zone supérieure du faciès amphibolite et n'est donc pas extrêmement élevée" (Touret, 1970).

Par ailleurs, on connaît la mobilité différentielle de CO_2 et H_2O (notamment Poty, 1967, p. 88). Si l'eau "se comporte comme un constituant idéalement mobile", il n'en est pas de même du CO_2 "qui ne pénètre que lorsque les grandes fractures verticales lui fraient un chemin" (Poty, 1967). On peut dire schématiquement que la mobilité de l'eau dépend de la perméabilité de la roche tandis que celle du CO_2 dépend de la seule porosité de fracture.

Quant à l'origine de ce CO_2 , deux hypothèses peuvent être envisagées : ou bien il est produit par des roches carbonatées en train de se métamorphiser, ou bien il provient de la profondeur à la faveur des grandes fractures où il se localise. Cette seconde hypothèse a déjà été retenue par Poty pour l'origine des fluides tardifs, riches en CO_2 , qu'il trouve dans quelques inclusions de la partie centrale du massif du Mont-Blanc, "alignées sur l'axe des grandes cassures verticales qui ont joué pendant très longtemps" (Poty, 1967). Or, la présence de CO_2 , d'une part diminue P_{H_2O} , d'autre part augmente la température d'anatexie commençante (à $P_T = 2$ Kbars, 14 % mole de CO_2 dans la phase fluide constituée d'eau, font croître la température de 15°C (Storre, 1967).

Ces deux comparaisons rendent compte de l'assèchement de ces formations de type granulitique, à un stade tardif de ce premier épisode. Sous l'influence du CO_2 amené par des fractures profondes, la granulitisation peut s'effectuer à la faveur de grands mouvements comme la remontée générale diapirique du bâti (Watznauer, 1969). Ou encore elle peut intervenir dans des conditions peu éloignées du faciès granulite, à un moment postérieur au paroxysme du métamorphisme régional, où les terrains commencent à s'indurer et où les pressions deviennent anisotropes.

Si ces deux processus ont beaucoup de points en commun, il en est un qui ne satisfait pas la fibrolitisation : l'abondance de CO_2 . En effet CO_2 fait baisser proportionnellement le pourcentage du soluté total, selon l'ordre (Burnham, 1967) : Si Al K Na Ca, et ne favorise donc pas un lessivage sélectif des feldspaths.

En guise de conclusion, on peut avancer l'hypothèse que les deux processus envisagés ont eu chacun leur rôle dans l'élaboration première du linéament de La Pilatte. L'histoire minéralogique complexe que décrit Pêcher est effectivement compatible avec un schéma qui fait intervenir des bouffées de CO_2 juvénile lors des paroxysmes du jeu de l'accident, tandis que le processus de fibrolitisation intervient dans les périodes moins perturbées.

De toute façon, l'histoire du linéament ne s'arrête pas là. Il est probable que H_2O a eu de nouveau accès au linéament, dans une phase postérieure qui pourrait être celle de la granitisation hercynienne voisine. Le granite du Gioberney plus acide et tardif que celui des Bans jouxte la partie septentrionale de La Pilatte où les phénomènes de mobilisation sont les plus avancés.

2/ Gneiss oeillés de Crupillouse

L'étude des massifs qu'ils composent fait ressortir deux caractères fondamentaux : leur homogénéité que souligne l'absence totale d'enclaves ; le passage progressif qui s'observe continuellement entre les variétés oeillées et le granite migmatitique.

L'histoire de cette formation passe donc par deux stades : l'acquisition du caractère gneissique oeillé et la mobilisation progressive.

a - L'acquisition du caractère gneissique oeillé

Les gneiss oeillés sensu stricto montrent la juxtaposition d'yeux monocristallins de feldspath potassique. Il est possible que ces yeux aient été à l'origine uniquement formés d'orthose et que la microclinisation soit un phénomène postérieur, contemporaine du deuxième stade. La signification de l'orthose est malheureusement complexe (Dietrich, 1962). Sa symétrie est-elle héritée du granite dont proviennent ces orthogneiss, est-elle au contraire le résultat d'un métamorphisme intense suivi d'une chute brutale de la température ? Il est difficile de savoir si le passage du granite à l'orthogneiss a nécessité une phase intermédiaire.

Toutefois, l'étude des micaschistes de Champoléon non affectés par la mobilisation a montré que dans une phase probablement antérieure, la sillimanite s'était largement développée alors qu'elle était généralement absente des zones mobilisées où la cordiérite apparaissait. Il paraît donc plausible que l'orthogneissification se soit faite dans un stade précoce catazonal de faciès à orthose-sillimanite.

b - La continuité du passage des gneiss oeillés au granite d'anatexie

Touret (1969) a décrit avec un grand détail les mécanismes de transformation des gneiss oeillés dans le Sud de la Norvège. Je reprendrai ici beaucoup d'éléments de sa pénétrante analyse.

On a vu plus haut que le passage des gneiss oeillés sensu stricto aux gneiss amygdalaires se faisait par granulation des yeux monocristallins, transformés en amygdales polycristallines. Ce phénomène de déformation mécanique apparente les gneiss amygdalaires au cortège des roches mylonitiques (Touret, 1969, T. III, p. 56). Le passage est continu depuis les gneiss oeillés sensu stricto aux gneiss oeillés mylonitiques (amygdalaires) puis aux blastomylonites. Mais le phénomène se poursuit encore jusqu'à l'homogénéisation complète des granites migmatitiques, dont j'ai remarqué l'occurrence préférentielle le long de grandes lignes de fractures.

Aussi, reprenant le schéma de Touret, peut-on dire que l'oeil feldspathique monocristallin se transforme en amas polycristallin granulé : sous l'effet de tensions orientées, il se déforme, se brise et recristallise enfin dans un milieu isotrope à pression de type hydrostatique. C'est bien de pression hydrostatique qu'il s'agit puisque la mobilisation des zones granitiques a dû s'effectuer sous forte pression d'eau saturante. "La granulation est un phénomène complexe, caractéristique de déformations profondes" (Touret, 1969, T. III, p. 62). L'ensemble du phénomène est un phénomène de rétro-morphose, ce qui amène d'ailleurs à dire que la rétro-morphose n'est, dans ce cas, qu'un métamorphisme à forte P_{H_2O} .

Touret a déjà souligné que la déformation a un caractère très précoce, qu'elle débute alors que les gneiss oeillés sont encore soumis aux conditions P-T les plus élevées du métamorphisme régional et surtout qu'elle s'accompagne dans les premiers stades d'une porphyroblastèse des feldspaths (feldspaths potassiques et plagioclases dans le cas de la Norvège, feldspaths potassiques uniquement dans le cas de Crupillouse). Par la suite, porphyroblastèse et déformation se déroulent simultanément, puis tandis que la porphyroblastèse cesse, la déformation (granulation) persiste.

c - Conclusion

Les considérations précédentes semblent pouvoir s'inscrire à l'intérieur d'une seule phase orogénique complexe. Dès le paroxysme métamorphique catazonal, les déformations se font sentir (allongement des yeux, acquisition de la foliation régionale, orientation de la sillimanite et à un moindre degré de la biotite). La résolution de ces contraintes anisotropes aboutit à la recristallisation d'abord orientée, puis à la faveur de la libération d'une phase aqueuse saturante, à la mobilisation partielle et à la recristallisation non orientée de ces parties : c'est le granite migmatitique. La phase finale de cette histoire correspond à l'expulsion de la majeure partie de la phase aqueuse lors de la cristallisation du granite migmatitique et à son expression dans les multiples manifestations aplopegmatitiques qui correspondent, en définitive, à une deuxième rétro-morphose (apparition généralisée de la muscovite).

3 - LA MIGMATISATION

Une double migmatisation a été proposée lors de l'étude des gneiss granitoïdes du Pigeonnier (voir également Le Fort et Pêcher, 1971 a et b). Les reliques de la première, qui semble correspondre essentiellement à une gneissification régionale, sont trop éparées et trop mal conservées pour permettre d'en faire une véritable étude. Dans ce qui suit il ne sera donc question que de la migmatisation principale et générale qui a affecté la majeure partie des roches cristallophylliennes du noyau.

1/ Rappel des étapes de la migmatisation

"Une migmatite est une roche hétérogène, composite à l'échelle mégascopique, faite de plusieurs parties pétrographiquement différentes ; l'une est dans un état plus ou moins métamorphique, les autres, plus récentes, ont un aspect plutonique" (Polkanov, in Touret, 1969). Dans une migmatite, Barth (1962) a distingué :

- la paléosome correspondant au matériel originel peu ou pas transformé ;
- le néosome ou "partie essentiellement néoformée", composée du leucosome, fraction claire quartzofeldspathique et du mélanosome, fraction sombre enrichie en minéraux ferromagnésiens, encore appelée restite. Le leucosome est plus mobile que l'encaissant et tend à recouper les structures, d'où le nom de mobilisat créé par Mehnert.

A migmatisation croissante, la roche passe par différentes étapes d'évolution, les étapes de l'anatexie :

- au cours de la première de ces étapes, la roche conserve une structure stromatique, une foliation gneissique. Ce sont les métatexites de Mehnert. "Dans de nombreux cas, les minéraux néoformés, la sillimanite en particulier, la biotite moins nettement, recopient une structure parallèle du paléosome. Le mélanosome a une schistosité très marquée ; le leucosome, au contraire, a une texture grenue exempte d'orientation" (Mehnert, 1962, traduit in Hameurt, 1967) ;
- dans des stades plus avancés de l'anatexie, "les roches acquièrent un caractère granitoïde, un grain homogène, et perdent plus ou moins leur orientation" (Mehnert, 1962). Ces roches nommées encore diatexites, présentent tous les stades d'évolution jusqu'au granite d'anatexie ou granite migmatitique où la quantité de néosome est telle que le rubanement s'estompe.

"Si personne ne met en doute la réalité de ces phénomènes de mobilisation, les opinions diffèrent considérablement quant à leur mécanisme" (Touret, 1969). A la fusion partielle topochimique de Winkler (1966), s'opposent les processus à l'état solide de Perrin et Roubault (1939) ou le métamorphisme généralisé de Turner et Verhoogen (1960).

Les définitions sommaires qui précèdent suffisent pour rappeler qu'en Haut-Dauphiné toutes les étapes de l'anatexie sont représentées : métatexites, diatexites et granite d'anatexie, ce dernier ne formant qu'un seul gros massif à l'angle nord-est (Gillot-Barbieri, 1970 ; Le Fort et Pêcher, 1971 a) : le granite de Villar-d'Arène.

2/ Mobilisation et déformation

Les métatexites sont par endroits violemment plissées en plis décimétriques dysharmoniques : "ils n'intéressent que certains niveaux à proximité de lits non déformés". Je reprendrai à mon compte la description que Touret (1969) fait de ces phénomènes, à propos des gneiss rubanés de Selas ; le parallèle est en effet frappant, bien qu'en Norvège, la migmatisation soit intervenue dans un type de métamorphisme (intermédiaire avec quantité d'eau limitée) qui était probablement assez différent de celui du Haut-Dauphiné. "On observe alors que :

- le mobilisat est relativement plus abondant dans les zones microplissées, notamment à la charnière des plis ;
- les lits et le mobilisat dessinent grossièrement la structure d'ensemble, mais peuvent dans le détail être sécants et recouper le rubanement des gneiss ;
- les charnières des microplis correspondent souvent à des zones d'homogénéisation dans lesquelles le passage gneiss rubané-mobilisat est très progressif ;
- même dans les zones les plus plissées, les minéraux du mobilisat ne portent jamais la trace de déformations intervenues postérieurement à la cristallisation, à l'occasion de ce plissement. Leur cristallisation est donc essentiellement postcinématique".

Ainsi, comme dans de nombreux autres cas, la mobilisation est contemporaine de la déformation.

3/ Conditions de la migmatisation

a - Extension, intensité

Tous les terrains du noyau sont concernés, à l'exception des formations de l'Alpe-du-Pin qui auraient été recoupées tardivement par des filons granitiques mais n'auraient pas été mobilisées.

L'intensité de la mobilisation n'est cependant pas uniforme. D'abord, elle augmente vers le Nord - Nord-Est du massif (granite de Villar-d'Arène). Ensuite, elle n'est pas constante et s'étale ailleurs par zones ; c'est ainsi qu'en bordure des horizons amphiboliques, l'anatexie a tendance à se développer et à tout envahir (cf. La Lavey, Pigeonnier). Cette augmentation assez brutale de l'anatexie n'est pas liée à des augmentations locales de température et de pression mais à une plus grande teneur en eau des roches mobilisées. Il est probable que dans le cas d'horizons amphiboliques, leur faible perméabilité joue le rôle d'écran et, dans une certaine mesure, accumule les fluides en dessous d'eux (nombreux exemples connus). Notons également que ce phénomène d'anatexie localisée a été observé à la limite de deux ensembles d'âge différent : la zone de contact, plus riche en fluide est préférentiellement mobilisée. Cette dernière hypothèse pourrait parfaitement s'appliquer aux gneiss du Pigeonnier surmontés par les amphibolites des Roufes.

Les températures auxquelles se produit une fusion anatectique, sont inversement fonction de P_{H_2O} . De façon plus précise, cette température augmente : avec une pression croissante ; avec une teneur croissante en CO_2 dans la phase gazeuse ; avec la teneur en anorthite (Winkler, 1967).

b - Caractère inachevé de la mobilisation

La mobilisation a été stoppée avant son terme, elle est partielle. De nombreux facteurs entrent en ligne de compte :

- toutes choses étant égales par ailleurs, "l'anatexie commence d'abord dans les couches dont le plagioclase est le plus riche en albite" (Winkler, 1966) ;
- en l'absence d'eau, la température de fusion partielle des gneiss est d'environ 300° supérieure à la température de fusion en présence d'eau" (Winkler, 1966). Dans les cas intermédiaires, c'est la quantité du bain granitique formé qui dépend de la quantité d'eau disponible, mais la température n'est pas modifiée ;

- enfin, il faut tenir compte de la composition de la phase gazeuse, qui, formée essentiellement par l'eau peut contenir d'autres gaz, notamment HCl, HF, CO₂ ;
- le temps par contre ne devrait pas modifier sensiblement le résultat de l'anatexie dès lors que des températures supérieures à celles du seuil anatectique ont été atteintes (Touret, 1969).

L'eau sature le premier bain anatectique et représente une fraction non négligeable de ce bain. L'eau absorbée par le bain varie considérablement avec la température et surtout la pression de la phase fluide :

T en °C	P° Kb	% poids H ₂ O dans le bain
685	2	6
655	4	10
625	10	17

(Winkler, 1967, p. 204)

Or, il y a tout lieu de croire que la migmatisation générale du Haut-Dauphiné s'est produite dans des roches déjà métamorphosées, gneissifiées et que la quantité d'eau disponible pour l'anatexie était limitée à quelques pour-cents de l'ensemble des roches.

Dès lors, si la température est suffisamment élevée (quelques dizaines de degrés en plus peuvent suffire), la roche s'homogénéise peu à peu. C'est le cas de Villar-d'Arène. Après coup, l'eau s'échappe et peut s'accumuler contre certains écrans. Ce serait le cas de la limite gneiss du Pigeonnier - amphibolite des Rouffes.

Quant à l'hétérogénéité de la matière granitique, elle est due à la décroissance des températures qui entraîne "l'ébullition" du bain anatectique et la libération d'une phase aqueuse riche en silice et en alcalins. A ce sujet, on notera d'ailleurs le comportement contrasté du potassium qui migre vers les zones mobilisées lors de l'anatexie, mais s'en échappe lors de l'évolution postmagmatique (Touret, 1969).

c - Caractéristiques thermodynamiques

Il a été vu au cours de ce chapitre que la cordiérite accompagnait typiquement la mobilisation tandis qu'une paragenèse à biotite-sillimanite-orthose se développait dans les roches non migmatitiques. Le métamorphisme semble généralement précéder la mobilisation. La muscovite semble intervenir au plus tôt en fin de mobilisation, mais ni le disthène, ni l'andalousite n'apparaissent.

Ces données définissent un certain champ de température et de pression pour le métamorphisme : au-delà de l'anatexie commençante et dans le domaine sillimanite-orthose. D'après Winkler (1968) les conditions sont à peu près de 670 à 700° et 3 à 4 Kbar. L'apparition de muscovite en fin de mobilisation rapprocherait les conditions de 660°C et 3 Kbar.

Il est intéressant de rapprocher ces chiffres approximatifs de ceux donnés par Gillot-Barbieri (1970, p. 99) à partir de la composition normative Q-Ab-Or du granite d'anatexie oriental. Cette composition comparée aux résultats de Platen (1965) correspond à celle d'un eutectique dont les conditions de fusion sont de 680 ± 10°C et 3 à 4 Kbar.

La convergence de ces deux résultats est bonne. Elle indique que l'épisode métamorphique et migmatitique final s'est déroulé dans des conditions de forte température et de relativement faible pression (type Abukuma de Winkler). C'est un métamorphisme catazonal où l'on retrouve les deux subzones distinguées par Weisbrod dans la zone à sillimanite-orthose des Cévennes médianes (1970, T. II, p. 69) : subzone à biotite-sillimanite (± grenat) ; subzone à cordiérite-orthose (+ biotite ± grenat).

On remarquera d'ailleurs que cette migmatisation ressemble par beaucoup de ces caractères à la migmatisation "vellave" d'âge hercynien relativement tardif (Weisbrod, 1970, T. III). Géochronologiquement, on connaît le rôle homogénéisant des mobilisations ; or les mesures effectuées sur les roches du noyau par les méthodes K-Ar ou Rb-Sr sont généralement bloquées aux alentours de 300 MA (cf. conclusion générale). L'âge hercynien de la migmatisation générale est le plus vraisemblable.

III - CONCLUSION

Le noyau du Haut-Dauphiné a une histoire métamorphique complexe ; le tableau corrélatif des événements qui l'ont affecté a été publié (Le Fort et Pêcher, 1971 b). Nous avons vu que la migmatisation finale lui confère son unité. Celle-ci a très probablement été précédée par un (ou plusieurs ?) épisode métamorphique. Au cours d'un orogène que je qualifierai d'ancien, il a subi un premier métamorphisme de lignée haute pression, qui s'est achevé par la mise en place des massifs intrusifs de granite porphyroïde. Ultérieurement il a été repris par un métamorphisme également catazonal, mais cette fois-ci de lignée basse pression ; la migmatisation s'est alors largement développée avec une intensité croissante vers l'actuel Est - Nord-Est du massif. Tout au long de cette histoire, de grandes zones de fractures ont pu continuellement jouer, véritables failles de rift du massif.

Cette histoire ressemble à celle des gneiss de l'unité d'Urbeis dans les Vosges (Hameurt, 1967), soumis à deux métamorphismes, dont le premier (H.P.) daterait de l'orogénèse moldanubienne, le second (B.P.) de l'orogénèse assyntienne. L'attribution d'un âge à ces différents phénomènes est encore très hypothétique ; toutefois un âge hercynien peut-être précoce, est proposé pour la migmatisation générale (cf. conclusion générale).

DEUXIÈME PARTIE
LE COMPLEXE INTRUSIF CARBONIFÈRE

Chapitre I

LES GRANITES

A — INTRODUCTION

Reconnus depuis fort longtemps, les affleurements de granite du Haut-Dauphiné ont été peu à peu cartographiés, isolés en massifs, et divisés en un nombre croissant de variétés.

Ch. Lory (1864) avait déjà distingué deux variétés de "protogine" - "dont il faut oublier complètement le sens étymologique" - selon la couleur du feldspath orthose : rose plus ou moins prononcé dans la première variété, blanc dans la seconde.

P. Termier ensuite, dans la légende de la carte au 80.000e de Briançon (1900) distinguait six massifs isolés ("qui communiquent évidemment en profondeur, par-dessous leurs ceintures de gneiss ou de schistes cristallins") d'un granite alcalin : "le granite du Pelvoux". Il distinguait, en outre, deux autres variétés de granite : un granite à muscovite et un granite à amphibole. Nous verrons à quel point, compte tenu des moyens limités dont il disposait à l'époque, P. Termier avait réussi à dégager les traits essentiels et les grands contours des masses granitiques.

Le travail de Bellair paru 50 ans plus tard (1948) n'amena pas les connaissances à progresser. Il distinguait dans son exposé quatre types principaux de granite aux caractères et limites peu tranchés, en tout cas pas individualisés en massifs :

- type Combeynot plutôt oriental ;
- type Pic nord des Cavales à grain moyen assez grossier, micas rares et teinte fauve ;
- type Gioberney courant et banal "caractérisé par l'existence de chlorite diffuse qui "salit" les autres cristaux" (!), à grain volumineux ;
- type aplitique présentant souvent un aspect filonien dans les autres granites.

Quoi qu'il en soit, cette "classification" inutilisable sur le terrain, péchait par une confusion sans cesse renouvelée entre granites circonscrits, granites migmatitiques et gneiss granitisés, voire gneiss amphiboliques. La valeur des contours présentés était en nette régression par rapport à ceux de P. Termier. Quant aux analyses chimiques, manifestement erronées pour beaucoup, elles ne constituaient pas l'instrument de base nécessaire à l'étude pétrogénétique que voulait développer son auteur. Toutefois cette étude faisait pressentir la grande variété des types granitiques existants et leur origine commune probable.

C'est à la suite d'un renouveau des études sur les massifs cristallins externes situés plus au Nord que reprit, sous la direction de Michel, l'étude des granites du Haut-Dauphiné. On s'essayait maintenant à reconnaître

chaque variété de granite, à en donner les caractéristiques et à la situer dans son contexte. Buffière débuta avec les granites du Rochail, du Clapier et la "syénite du Lauvitel" (Buffière, 1964 ; Michel et Buffière, 1963). Vint ensuite Özocak (1965) qui, le premier, distingua le granite des Etages du granite de la Bérarde et reconnut les variétés du Graou et du Cray.

En même temps que j'étudiais les granites du Sud-Ouest (Le Fort, 1970), Barbieri (1970) et Pêcher (1971) faisaient l'étude de ceux de la partie orientale.

La parfaite connaissance de ces centaines de kilomètres carrés d'affleurements de granite nécessitera encore bien des années. Déjà une vingtaine de massifs ont pu être délimités et partiellement étudiés (fig. 91). J'exposerai ici les résultats obtenus pour douze d'entre eux, regroupés en neuf variétés.

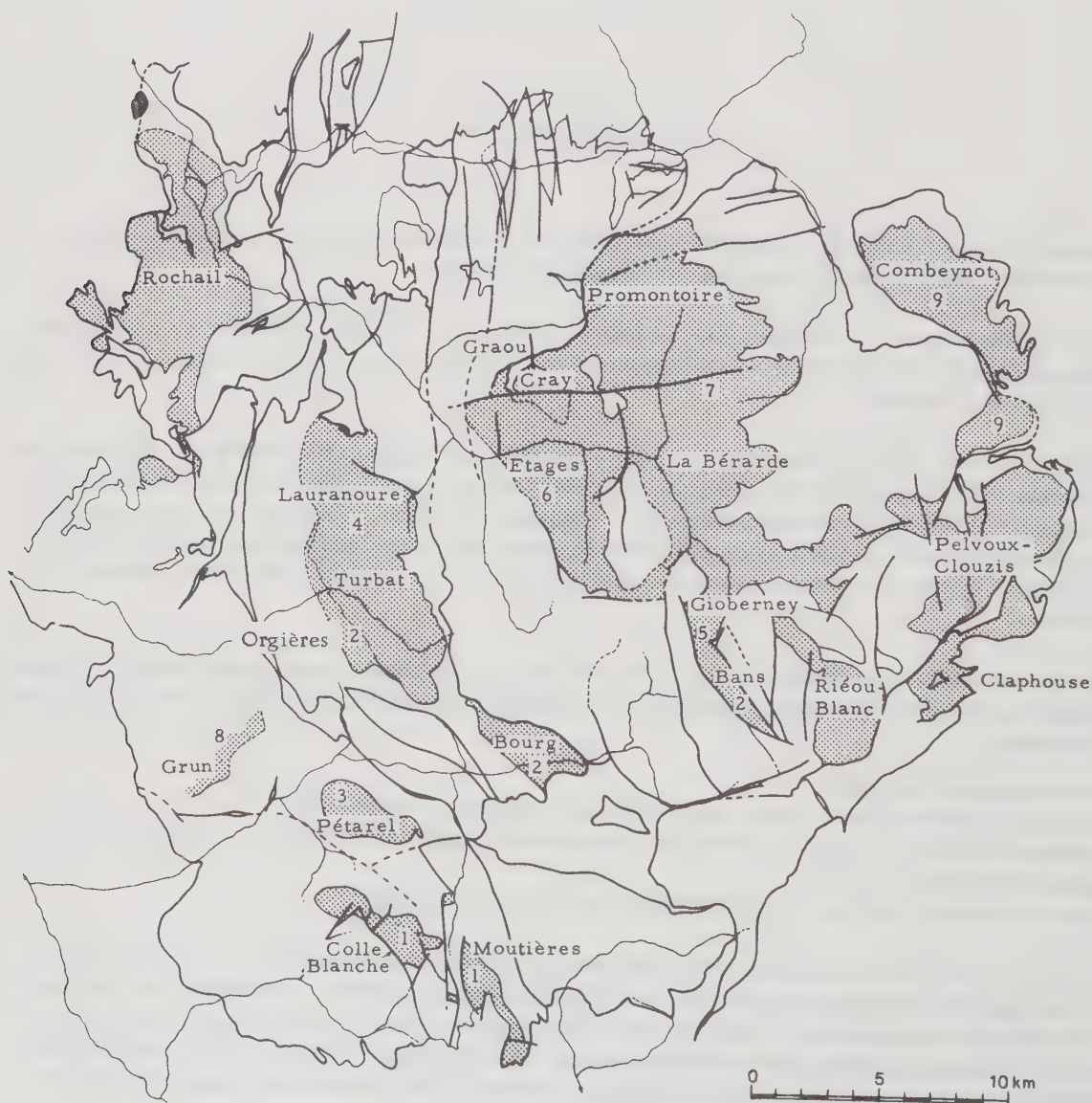


Figure 91 - Granites du Haut-Dauphiné (P. Le Fort et A. Pêcher, 1971 b). Les numéros renvoient aux sous-chapitres correspondants.

B - ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DÉTAILLÉE

I - LE GRANITE DE COLLE-BLANCHE

1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE (Pl. XXXVI)

1/ Extension

Le granite de Colle-Blanche forme principalement deux massifs qui affleurent dans la moitié sud des feuilles n° 1 et 2 d'Orcières au 20.000e, et débordent sur la feuille n° 6. Chaque massif a une superficie approximative de 5 km² et s'allonge selon une direction NW-SE (*) (fig. 92 et 93).

2/ Morphologie

Chaque massif forme l'armature d'une crête allongée aux versants raides.

Le premier massif ou massif de Colle-Blanche proprement dit, forme le Pic de Colle-Blanche (2975 m) (Pl. XXXVI, fig. 1 et 2) et constitue les arêtes au fond et en rive droite du vallon de Fontfroide jusqu'au Pévou (2668 m) inclus. Le massif a été éventré par un glacier aujourd'hui pratiquement éteint qui a laissé sur place un gros amas de moraine aux formes très pures : les Casses-Labourées (Pl. II, fig. 5). Sur le versant de Prentiq, au Nord, le granite n'atteint jamais le fond du vallon mais forme la plupart des barres rocheuses terminales raides de la rive gauche (pentes moyennes à 45° et plus sur les 500 derniers mètres).

Séparé du premier par le fond du vallon de Navette (Pic et Têtes de Mal-Cros), le second massif s'allonge sur la crête rive droite du Val-Estrèche (Pic du Mourre la Mine, 2955 m) et culmine lui aussi un peu à l'écart de cet axe à la Pointe des Moutières (3052 m). Sur le versant Val-Estrèche, les pentes sont extrêmement raides et atteignent 70° sur 600 m de dénivelée. Sur le versant ouest (versant de la Muande), le relief est par contre relativement mou, la surface topographique actuelle ne s'éloignant jamais beaucoup de la surface d'érosion pré-triasique.

3/ Lieux d'observation

Ces deux massifs sont assez difficiles d'accès, surtout si l'on ne veut pas se contenter de les effleurer. Il n'y a, à vrai dire, qu'une voie d'accès facile à chacun d'eux. Pour le premier c'est le sentier du Col de Fontfroide (2630 m) qui part de Molines-en-Champsaur (1250 m) ; les pols glaciaires au NW du col permettent de bonnes observations ; on peut en profiter pour compléter la journée par une descente sur Navette et la Chapelle-en-Valgaudemar si l'on y dispose d'un véhicule pour revenir à Molines distant par la route de 35 km.

Pour le second, c'est depuis le hameau des Fermons-en-Champoléon (1390 m) que l'on prend le chemin de la Cabane Pastorale (2039 m) ; on s'élève ensuite par des pentes gazonnées jusqu'au lac des Selliers (2600 m) et de là par des pentes d'éboulis coupées de névés jusque vers la zone plate de l'arête entre la Pointe des Moutières et le Pic du Mourre la Mine (vers "2989"). Sans équipement d'alpinisme, il faut redescendre par le vallon de la Muande ; cette sortie qui nécessite une pleine journée de beau temps permet d'observer, outre le massif granitique de la Pointe des Moutières, les formations sédimentaires et volcaniques du Trias et du Lias qui sont très bien exposées dans cette région.

(*) P. Termier dans la carte géologique au 80.000e de Briançon avait reconnu ce granite mais avait réuni les deux massifs en un seul. Par contre, il avait bien remarqué l'existence d'un petit pointement indépendant de ce granite en rive gauche du vallon de Navette dans l'angle du confluent du Ruisseau de Navette avec le Torrent du Jas du Seigneur. Malgré l'imprécision des levés, on reste une fois de plus confondu par la quantité et la qualité des observations géologiques que P. Termier a faites il y a maintenant près de trois quarts de siècle.

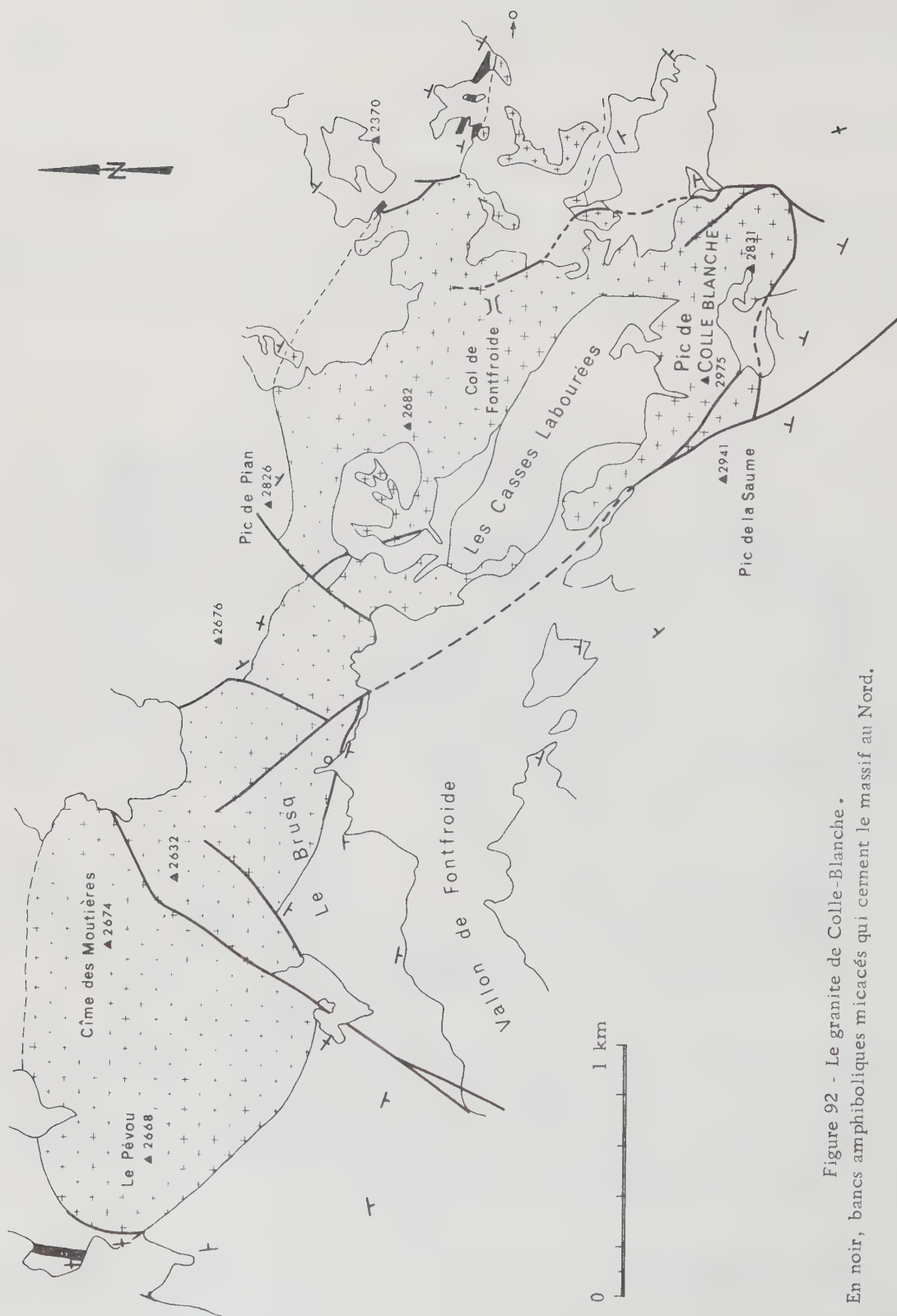


Figure 92 - Le granite de Colle-Blanche.

En noir, bancs amphiboliques micacés qui ciment le massif au Nord.

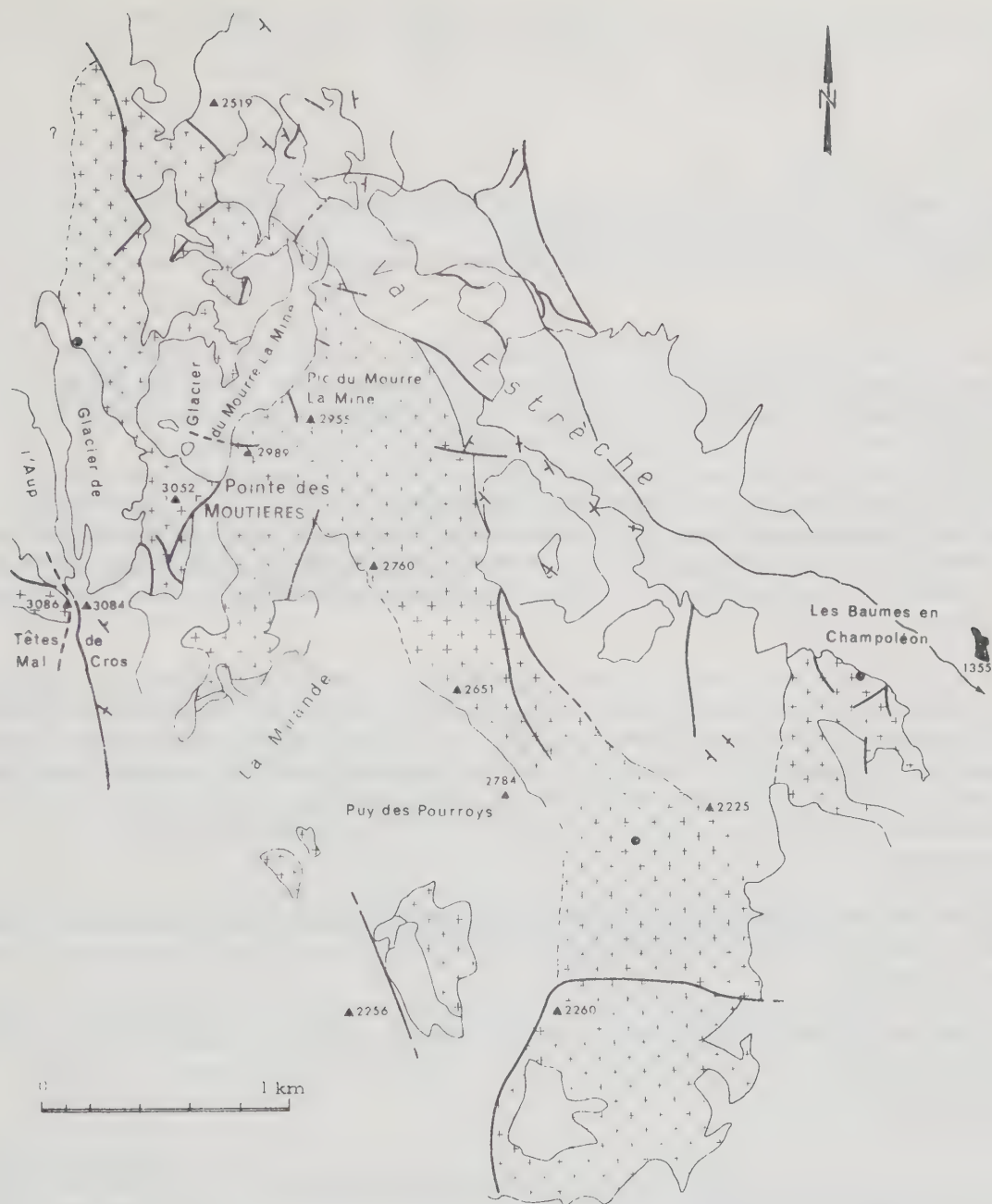


Figure 93 - Le granite de Moutières.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE

1/ L'encaissant

Chacun des deux massifs de granite prend place au milieu d'un ensemble gneissique qui épouse la forme du massif ; la foliation des gneiss quand elle est visible ou leur linéation toujours très forte est sensiblement parallèle au plan de contact et tourne rapidement avec celui-ci aux extrémités du massif (pied nord-ouest du Pévou notamment).

Au fur et à mesure que l'on s'approche du contact les gneiss sont progressivement envahis par un nombre croissant de filons et de bouffées granitiques.

a - Les gneiss

Il convient de distinguer :

- les gneiss à deux micas de la zone corticale au Sud du massif de Colle-Blanche sensu stricto ;
- l'ensemble gneissique qui borde au Nord les deux massifs ;
- enfin, on notera que le contact méridional du massif de la Pointe des Moutières avec son encaissant est toujours tectonique.

Les gneiss à deux micas ayant déjà été étudiés (cf. ci-dessus, p. 62) il reste à présenter l'ensemble gneissique qui borde au Nord les deux massifs. Cet ensemble est assez homogène, ou plutôt, il est difficile d'y faire des coupures nettes sur le terrain, hormis les passées ou enclaves allongées de type quartzitique que l'on peut y observer fréquemment par endroits et les quelques bancs amphiboliques que l'on y rencontre.

Ce qui différencie essentiellement cet ensemble, des gneiss à deux micas de la zone corticale, c'est la présence d'yeux feldspathiques disséminés qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur. Ces yeux ont une forme oblongue et peuvent parfois (O.F61) être remplacés par un matériel granitoïde dont l'apparition semble liée à d'importants écrasements du gneiss. De pair avec cette feldspathisation, on observe un développement parfois important de muscovite.

Dans certains cas, les gneiss prennent un aspect amygdalaire qui semble être le résultat du boudinage de filets granitiques concordants antérieurs au plissement. A la limite, ces amygdales ressemblent à celles observées lors du passage du conglomérat du Chaillol aux gneiss à deux micas du Brusq et provenant d'une réorganisation des galets de matière granitoïde. Toutefois, la grande uniformité des amygdales de bordure du granite et le contexte apparemment plus fortement tectonique dans lequel elles apparaissent, me conduit plutôt à retenir une explication tectonique de leur genèse. Cette explication fait intervenir une histoire plus complexe et plus ancienne de ces gneiss.

La foliation de ces gneiss est généralement assez bien marquée (lits granitoïdes millimétriques) ; elle est accompagnée d'une linéation très accusée dont l'acquisition semble plus ou moins contemporaine de la cristallisation de la muscovite.

Je voudrais maintenant revenir en arrière et insister quelque peu sur deux roches particulières de cet ensemble gneissique septentrional.

1. Les pointements porphyroïdes

S'ils sont déjà représentés au Nord du massif de Colle-Blanche sensu stricto, ils ne prennent tout leur développement qu'au Nord du second massif.

Il s'agit de formations de faible extension, soit très proches du granite (ESE des Baumes vers 1550 m) soit au contraire notablement éloignées de lui (NW des Vallons de Val-Estrèche, vers 2300 m, à près de 800 m du contact visible le plus proche).

La roche se présente sous l'aspect d'un granite porphyroïde faiblement orienté, à phénocristaux centimétriques de feldspath potassique rosé. Elle est claire, peu chargée en biotite-chlorite ; entre les feldspaths arrondis et légèrement allongés selon la foliation, la roche est formée d'une matière granitoïde à quartz et plagioclase blanc automorphe de grain assez fin (0,5 à 1 mm).

Au microscope on relève la composition minéralogique suivante :

quartz	28	%	apatite	0,5 %
oligoclase	41	%	zircon	
microcline	17	%	opaques	
biotite	8	%		
muscovite	5	%		
hornblende verte	0,5	%		

(composition en volume calculée sur 600 points de l'échantillon P.Q34 à phénocristaux de microcline relativement peu abondants).

La texture est blastomylonitique et cloisonnée.

Le quartz a une texture en flammes ou en mortier, son extinction est très roulante. Le microcline perthitique moiré est poecilitique. Le plagioclase ressemble à celui du granite : c'est un oligoclase (An 20-25) subautomorphe, zoné et séricitisé. Inclus dans le microcline il est plus basique généralement (jusqu'à An 32) et s'entoure fréquemment d'une mince couronne non altérée d'albite. La biotite chloritisée est salie d'oxydes de fer, tordue, reprise par de la muscovite en fines bandes également tordues. Les micas ceinturent les amas de quartz et les yeux de microcline. Enfin, il existe toujours quelques restes de cristaux de hornblende verte automorphe chloritisée, surtout en inclusion dans les phénocristaux de microcline.

2. Les gneiss à sillimanite

La sillimanite est un minéral peu fréquent dans l'encaissant. Je ne l'ai remarqué avec certitude que deux fois : à l'extrémité ouest du massif de Colle-Blanche où elle est très proche du contact du granite (O.F18) et dans le Val-Estrèche, en rive droite vers 1800 m (P.T42) à environ 400 m du contact.

Dans les deux cas, la sillimanite se présente sous forme de paquets flexueux de fibres ou de prismes très allongés, en association avec un amas de biotite saine plus ou moins reprise par de la muscovite. La biotite est ici brun rouge. Le microcline est absent ou rare ; dans ce cas, il semble nettement postérieur à la paragenèse à biotite-sillimanite. Le plagioclase, quand il est sain (O.F18) est un oligoclase An 22.

Selon une coupe SW-NE, c'est la première fois que la sillimanite apparaît. Les horizons à staurotide (et disthène) apparaissent à quelques centaines de mètres de la bordure méridionale du massif de Colle-Blanche. Ainsi on constate une certaine dissymétrie dans l'intensité du métamorphisme des deux flancs du massif granitique : plus forte au Nord qu'au Sud.

b - Le matériel granitique

Il est d'une grande diversité de forme et de nature. Le plus souvent il apparaît sous forme de filonnets et filons (du centimètre à plusieurs mètres) concordants ou peu discordants sur la foliation des gneiss. Mais il peut apparaître sous forme de lentilles, de zones floues, de bouffées, de masses complexes.

En surface, ce matériel granitique isogranulaire a la plupart du temps un aspect écailleux ou esquilleux, blanc, analogue à celui si caractéristique des aplopegmatites du Nord du massif des Ecrins-Pelvoux. A la cassure, la roche reste blanche, les ferromagnésiens verts sont très peu abondants, de petites paillettes de muscovite brillent parfois.

Mais le grain est très variable d'un filon à l'autre, et même à l'intérieur d'un même filon, il peut changer insensiblement notamment en direction des bordures. Un bon nombre d'occurrences montre un grain millimétrique proprement granitique : dans ce cas, la charge en ferromagnésiens varie énormément pour chaque filon et l'on peut observer tantôt un granite à deux micas, tantôt un granite à biotite-chlorite à texture cloisonnante, tantôt enfin un granite à amphibole.

Cependant, quels que soient le grain et la nature de ce matériel, on observe toujours une orientation plus ou moins marquée et généralement parallèle à la foliation des gneiss encaissants. Cette orientation subsiste même dans le cas des masses granitiques importantes d'une vingtaine de mètres de puissance (vers 2020 m par exemple en rive gauche du torrent du glacier de l'Aup).

Le passage aux gneiss encaissants peut se faire de façon continue et diffuse, ou au contraire être limité par un contact franc (c'est le fait de tous les filons à grain granitique). Dans ce dernier cas, le contact se fait généralement par l'intermédiaire d'une petite bande réactionnelle le long du gneiss : bordure pegmatitique dans le cas des granites fins (fig. 94), bordure plus fine dans d'autres cas.

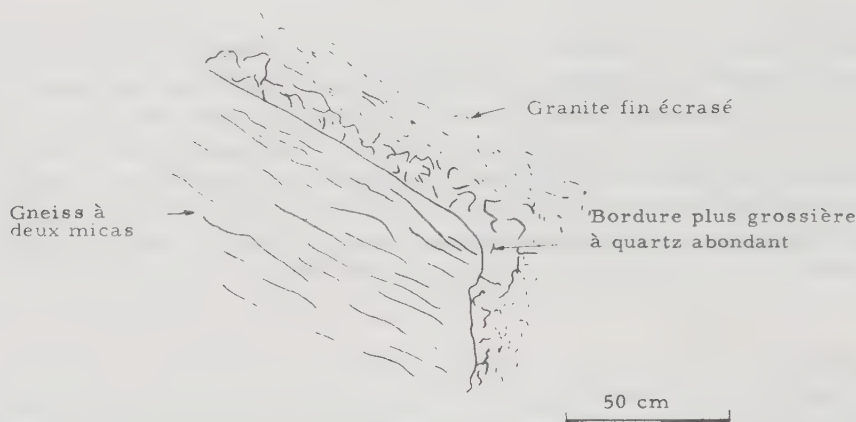


Figure 94 - L'encaissant du granite de Colle-Blanche à 300 m du contact. (O.F61, 2 120 m).

2/ Les contacts

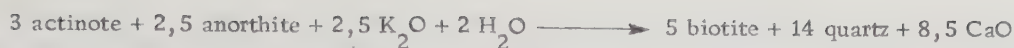
Difficiles à localiser à distance, ils se repèrent sans peine sur le terrain. C'est un contact généralement brutal, net, souligné du côté du massif granitique par un filon ou une masse granitique leucocrate plus ou moins importante.

Dans le cas du massif de Colle-Blanche proprement dit, le contact est curieusement mimé à quelques dizaines de mètres dans l'encaissant par un ou deux bancs métriques concordants d'une roche amphibolique surmicacée, à peine orientée, à grain millimétrique (O.F1A, O.F52', O.G64, O.G72, etc.) (fig. 92).

L'échantillon O.F52' montre un assemblage de grandes plages de biotite (Ng vert olive) affectées de quelques petites torsions et fractures, et de grands cristaux d'amphibole très faiblement pléochroïque correspondant à une trémolite. Quelques cristaux plus petits de quartz, quelques restes altérés de plagioclase indéterminable et de belles apatites interviennent également.

L'échantillon O.F1A est plus riche en plagioclase. On y trouve de plus des restes douteux de pyroxène. La transformation de l'amphibole en biotite y est plus sensible, ainsi que la cristallisation tardive du quartz qui apparaît notamment entre les clivages dans les petits plis qui affectent les biotites. Sphène et apatite sont abondants, la zoïsite forme quelques cristaux.

Le phénomène de "biotitisation" de l'amphibole peut s'envisager selon la réaction classique (Weisbrod, 1970) :



qui correspond à un échange du calcium et du potassium. En présence d'un fort potentiel chimique de K_2O (mise en place du granite à quelques dizaines de mètres de là), la réaction se déplace vers la droite, le calcium se trouvant fixé par la formation d'apatite.

Aussi peut-on envisager que cette roche particulière provienne par métasomatose d'une roche à composition doléritique mise en place probablement sous forme d'un filon stratoïde. La migration de K_2O depuis le granite sur plusieurs dizaines de mètres ferait intervenir un mécanisme de métasomatose par percolation de fluides, plutôt que par diffusion. L'apport d'éléments divers tels le fluor et le phosphore favoriseraient la formation de biotite et faciliteraient la fixation du calcium utilisé pour la cristallisation du sphène et de l'apatite.

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1/ Macroscopique

Les massifs de granite de Colle-Blanche sont caractérisés par une exceptionnelle hétérogénéité. De façon schématique on peut dire que chaque massif possède une couronne d'un granite leucocrate à grain assez fin qui par intercalations de plus en plus fréquentes de passées, filons, lentilles, etc., de granite plus sombre passe peu à peu vers l'intérieur au domaine central du "granite à amphibole" (Pl. XXVI, fig. 5).

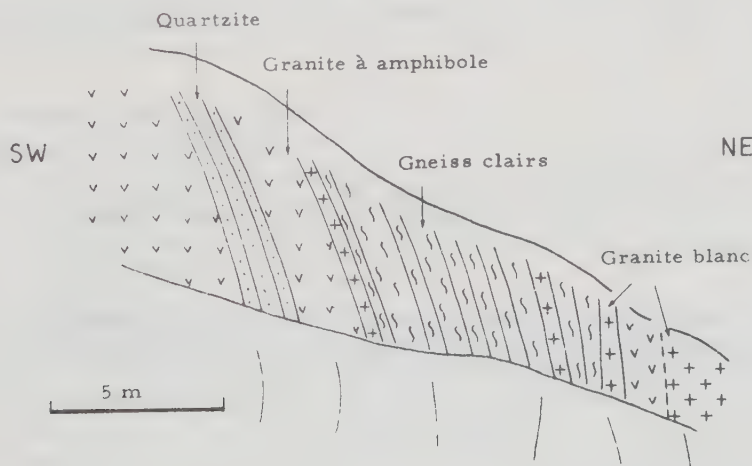


Figure 95 - Dans la couronne leucocrate du granite de Colle-Blanche, coupe schématique d'un septum décimétrique quartzi-tique et gneissique. (O.F53, Cros du Jas du Seigneur, 2 270 m).

A l'extérieur, la couronne leucocrate montre très souvent une orientation planaire sensiblement parallèle au contact du massif. On y observe fréquemment des enclaves gneissiques plus ou moins mobilisées et granitisées dont la taille peut exceptionnellement atteindre 20 m (fig. 95). A l'intérieur, le granite à amphibole est investi par un lavis granitique blanc à gris bleuté (fig. 96 et Pl. XXXVI, fig. 4). Enfin, ce dernier granite emballe fréquemment des enclaves très sombres, orientées, aux pourtours arrondis.

Aussi convient-il de distinguer :

- des enclaves surmicacées amphiboliques arrondies, très sombres, généralement orientées, parfois litées, de taille centimétrique à métrique ;

- une roche amphibolique équante, équi-granulaire, sombre, qui emballe les enclaves, lorsqu'elles existent. Dans ce cas les aiguilles d'amphibole sont généralement orientées parallèlement aux bordures des enclaves sur une couronne de quelques centimètres. Ailleurs, la roche montre une orientation ténue de ses éléments ferromagnésiens, selon une direction toujours proche de l'axe du massif (environ N 135°) ;

- un granite gris-bleuté (plus clair que le précédent) équi-granulaire mais de grain assez variable (0,5 à 2 mm environ), à amphiboles rares. Il peut former des masses importantes ou se présenter sous forme de bouffées, de taches qui envahissent le granite à amphibole. Dans ce cas, le passage d'une roche à l'autre peut se faire en quelques millimètres de façon continue ou être souligné par une bande de quelques millimètres, formée uniquement d'amphiboles (fig. 96) ;

- un granite aplitique blanc à patine souvent esquilleuse analogue à celui de la couronne leucocrate du massif et qui ressemble au matériel granitique que l'on rencontre dans l'encaissant du massif. Il forme généralement des filons de taille très variable, plus rarement des masses granitiques. Il recoupe franchement toutes les roches précédentes. Quelques pegmatites semblent être des formes tardives de mise en place de ce granite leucocrate.



Figure 96 - Exemple des relations entre granite gris et granite à amphibole de Colle-Blanche avec un filon aplitique sécant. (O.G66 Fontfroide, 2320 m).

2/ Microscopique

a - Le granite à amphibole (Pl. XXXVI, fig. 6)

Le grain est fin (0,5 mm). Les minéraux constitutants sont les suivants :

oligoclase	42 % - 33 %	apatite	0,1 % - 0,4 %
microcline	17 % - 25 %	sphène	0,1 % - 0,1 %
quartz	13 % - 20 %	minerais	0,5 % - 0,1 %
biotite-chlorite	17 % - 13 %	(épidote)	
hornblende verte	8 % - 7 %	(calcite)	

séricite

myrmékites assez abondantes : 1,6 % - 1,4 % .

Les pourcentages en volume des différents minéraux ont été obtenus au compteur de points ; la première colonne correspond à l'échantillon O.G53 du massif de Colle-Blanche sensu stricto (700 points), la seconde à l'échantillon P.S22 α du massif de la Pointe de Moutières (900 points). D'après la classification minéralogique de Streckeisen (1967), il s'agit d'une monzodiorite quartzifère à amphibole.

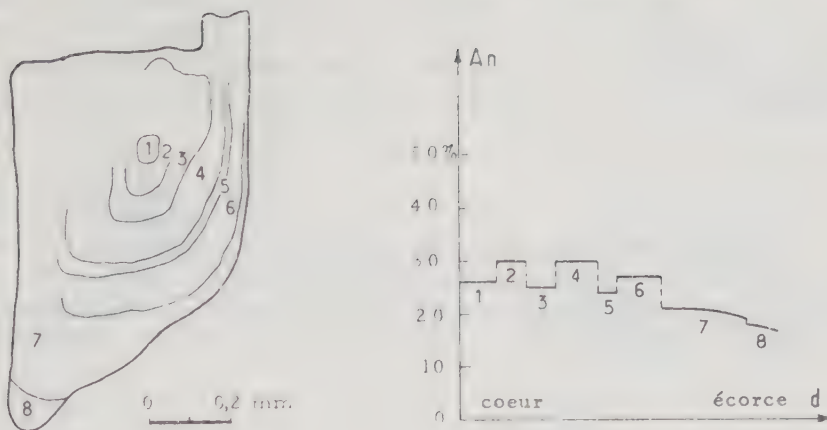


Figure 97 - Courbe de zonage d'un plagioclase de granite à amphibole (Echantillon P.S22α).

Les plagioclases sont de loin les minéraux les plus abondants ; ils présentent en général des formes subautomorphes soulignées par une zonation forte (fig. 97). Celle-ci apparaît déjà bien en lumière naturelle : chacune des zones a une teinte plus ou moins ocre liée à l'intensité variable de la séricitisation. Cette altération souvent très forte rend difficile l'estimation de la teneur en anorthite de chacune des zones.

On distingue très souvent plus de dix zones sur le même cristal. Le coeur du cristal est toujours plus basique que l'écorce : il s'agit d'un zonage positif. Le coeur peut atteindre une teneur en anorthite de 30 à 35 % (an désine) tandis que l'écorce, généralement épaisse est presque toujours voisine de l'oligoclase An 20. Entre les deux, une série de zones concentriques montre des variations positives et négatives dans la teneur en anorthite (fig. 97).

Le feldspath potassique, peu ou pas altéré, parfois maclé Carlsbad, est parcouru de veinules perthitiques fines et dispersées ; celles-ci sont nettement plus denses dans les zones ayant subi des déformations où le quadrillage du microcline est net et où l'extinction est très ondulante. Sans forme propre, les grands cristaux de feldspath potassique ont une nette tendance poecilitique ; lorsqu'ils englobent de petits cristaux automorphes de plagioclases, ceux-ci sont presque totalement séricitisés mais ne montrent pas de bordure de réaction à leur contact avec le microcline (Pl. XXXVIII, fig. 2).

Aux contacts plagioclase-feldspath potassique ou dans les petits plagioclases inclus dans le microcline, on peut avoir :



Il semble que dans ce cas, la séricite se forme de préférence sur le plagioclase même si le feldspath potassique est destabilisé. Toutefois l'absence remarquée de liseré albitique dans les plagioclases inclus amène à envisager la possibilité d'une séricitisation précoce par auto-pneumatolyse avant la fin de la cristallisation du granite, dont il sera reparlé dans les conclusions générales sur les granites (Erdmannsdörffer, 1943, pour le granite du Mont-Blanc notamment). Par contre, l'apparition des bourgeons de myrmékite (fig. 99 et 100) est un phénomène tardif qui suppose la possibilité de circulations dans le film intergranulaire au contact des cristaux.



Figure 98 - Un plagioclase (pl.) séricitisé et fendu conserve ses contours automorphes. La biotite qui le cloisonne est réduite à l'état de flammèches de chlorite (chl.) tordue, à granules d'épidote (ep.) selon les clivages (O.G44 du granite de Colle-Blanche, chemin de Molines au col de Fontfroide, "2119"). (LN x 70).

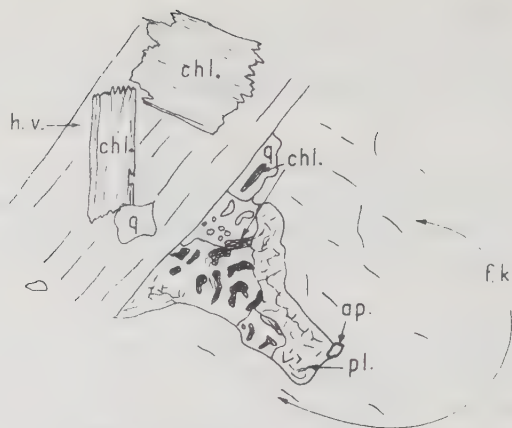


Figure 99 - Hornblende verte (h.v.) à inclusions de quartz (q.) et de chlorite (chl.). Sur sa bordure un cristal de feldspath potassique (f.k.) englobe un ancien plagioclase (pl.) presque entièrement remplacé par des bourgeons myrmékittiques (O.G44 du granite de Colle-Blanche, chemin de Molines au col de Fontfroide, "2119"). (LP x 56).

La biotite est rarement saine ; son pléochroïsme est alors assez fort (Ng brun verdâtre, Np presque incolore). Le plus souvent elle est transformée en chlorite (*), d'abord sur ses pourtours ou en bandes grossières parallèles au clivage, enfin en totalité. La chlorite d'un beau vert pistache en L.N. est bourrée de granules de minerais opaques, parfois d'épidote ; elle peut apparaître déchiquetée, plissotée. Fréquemment elle cerne un plagioclase ou un groupe de cristaux ("texture cloisonnante") (fig. 98).

La hornblende verte (fig. 99) est exceptionnellement saine ($2V = -72^\circ$, $\alpha = +20^\circ$). Elle forme très souvent des cristaux losangiques automorphes qui peuvent être maclés selon h_1 ; mais bien souvent, un assemblage extrêmement fin de calcite et d'épidote pseudomorphose complètement le cristal de hornblende.

Au contact des biotites qui la recoupent ou la reprennent selon l'un de ses clivages, elle est décolorée, quelle que soit l'intensité de l'altération générale des autres cristaux de hornblende.

L'apatite, le sphène et les minerais (opaques et souvent losangiques, ou à reflets internes rouges) apparaissent le plus souvent à l'intérieur ou à proximité des amas de minéraux ferromagnésiens. Le zircon est exceptionnel.

b - Relations entre minéraux du granite à amphibole

Le premier assemblage minéralogique qui a cristallisé semble être : plagioclase-hornblende, minéraux qui apparaissent avec leur forme propre. Le développement de la biotite s'est fait ensuite aux dépens de la hornblende

(*) Ce phénomène que je nommerai "chloritisation" par la suite, semble en fait beaucoup plus complexe. J'aurai l'occasion de revenir sur cette question lors de l'étude minéralogique (cf. plus loin, C - I - 4).

par apport de solutions potassiques. De cette époque date la cristallisation de l'apatite et du sphène à proximité des amas de biotite et de hornblende (libération du calcium de la hornblende). La cristallisation du feldspath potassique est en partie contemporaine de celle de la biotite. Le quartz est tardif et a en partie recristallisé de nombreuses fois. L'une d'entre elles a accompagné la chloritisation (et l'altération timide des feldspaths potassiques de certaines zones). Cette phase très tardive est fort importante par les remaniements géochimiques qu'elle suppose.

c - Les enclaves du granite à amphibole

Bien que très variées dans le détail, on peut dire qu'il s'agit dans l'ensemble de roches à orientation floue, de grain plus fin que celui du granite à amphibole (0,3 mm), moins riche en plagioclase et quartz, plus riches en ferromagnésiens et minéraux accessoires. Voici par exemple la composition minéralogique d'une enclave de la Pointe des Moutières (P. S22') avec les pourcentages en volume calculés sur 600 points.

oligoclase	28 %	apatite	1,3 %
microcline	22 %	opaques	0,7 %
quartz	11 %	sphène	
biotite chloritisée	18 %	zircon	0,7 %
hornblende verte altérée	17 %		
myrmékites	0,8 %		

Le microcline tardif est poecilitique. Il a tendance à former de grands cristaux poecilitiques millimétriques, comparables à ceux des gneiss porphyroïdes de l'encaissant.

Le plagioclase ressemble à celui du granite mais son zonage est moins intense, c'est toujours un oligoclase (An 20-23 pour la majeure partie).

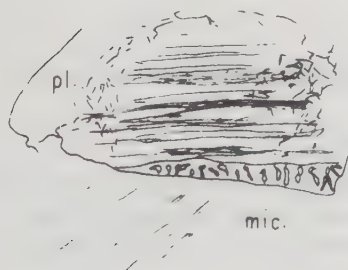


Figure 100 - Développement des bourgeons de myrmékite sur la bordure d'un plagioclase (pl.) zoné et séricitisé en contact avec un cristal de microcline (mic.) (O.G44 du granite de Colle-Blanche, chemin de Molines au col de Fontfroide, "2119"). (LP x 56).

d - Le granite gris à chlorite

Il ressemble beaucoup à celui du Bourg (cf. ci-dessous). Son grain est identique (0,4 mm environ) ; sa minéralogie également, à l'exception de l'allanite, minéral accessoire courant du granite du Bourg mais que je n'ai jamais aperçu ici. Ce granite est également beaucoup plus altéré que ne l'est en moyenne celui du Bourg : toute la biotite est chloritisée.

II - LES GRANITES DU BOURG ET D'ORGIERES

Dans un article antérieur (1970 a), rédigé en 1968, alors que je ne connaissais pas encore l'existence du granite d'Orgières, j'ai déjà parlé du granite du Bourg-en-Valgaudemar (fig. 101 à 103). Je me contenterai donc ici de rappeler les points essentiels dégagés au cours de cette précédente étude et de traiter le granite d'Orgières.

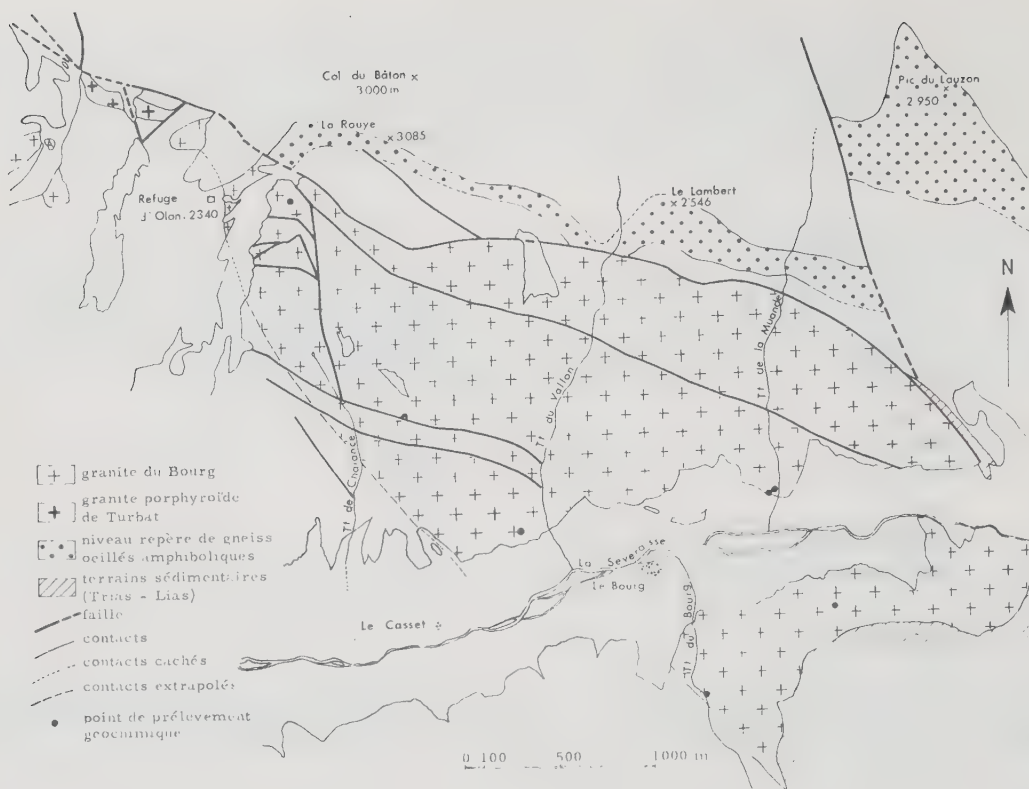


Figure 101 - Carte géologique du granite du Bourg (P. Le Fort, 1970 a).

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE DU GRANITE D'ORGIERES

1/ Extension

Le granite d'Orgières forme probablement un massif de plusieurs kilomètres carrés allongé sur quelques 5 km selon une direction SSE-NNW depuis la Cime d'Orgières (3060-3018 m) au Sud jusqu'en rive droite de la rivière de la Bonne au Nord (moitié ouest de la feuille n° 4 au 20.000e de St Christophe-en-Oisans qu'il déborde au Nord sur la feuille n° 8 de La Mure).

En fait, j'ai découvert ce massif inconnu jusqu'alors, dans sa partie méridionale qui affleure en Valgaudemar sur près d'un kilomètre carré. Or, il existe dans le prolongement de ces affleurements et traversant la Bonne, un granite en tous points semblable à celui que j'avais reconnu et que P. Termier avait d'ailleurs en partie indiqué sur la carte géologique au 80.000e de Briançon, en rive droite de la Bonne (*).

Bien que cette zone soit située en dehors de mon terrain d'étude, un contrôle des éboulis provenant des faces nord et nord-est du Pic des Souffles, une inspection à la jumelle depuis Font-Turbat et une reconnaissance aérienne dans cette région me permettent de penser qu'il y a bien continuité entre ces deux séries d'affleurements séparées par 2 km et 1700 m de dénivelée.

(*) Bien que faisant partie du "Haut Massif" ce granite n'est pas mentionné par Bellair qui n'a probablement pas parcouru cette région. Les contours qu'il donne du "granite de Font-Turbat - Muzelle" sont d'ailleurs très approximatifs.

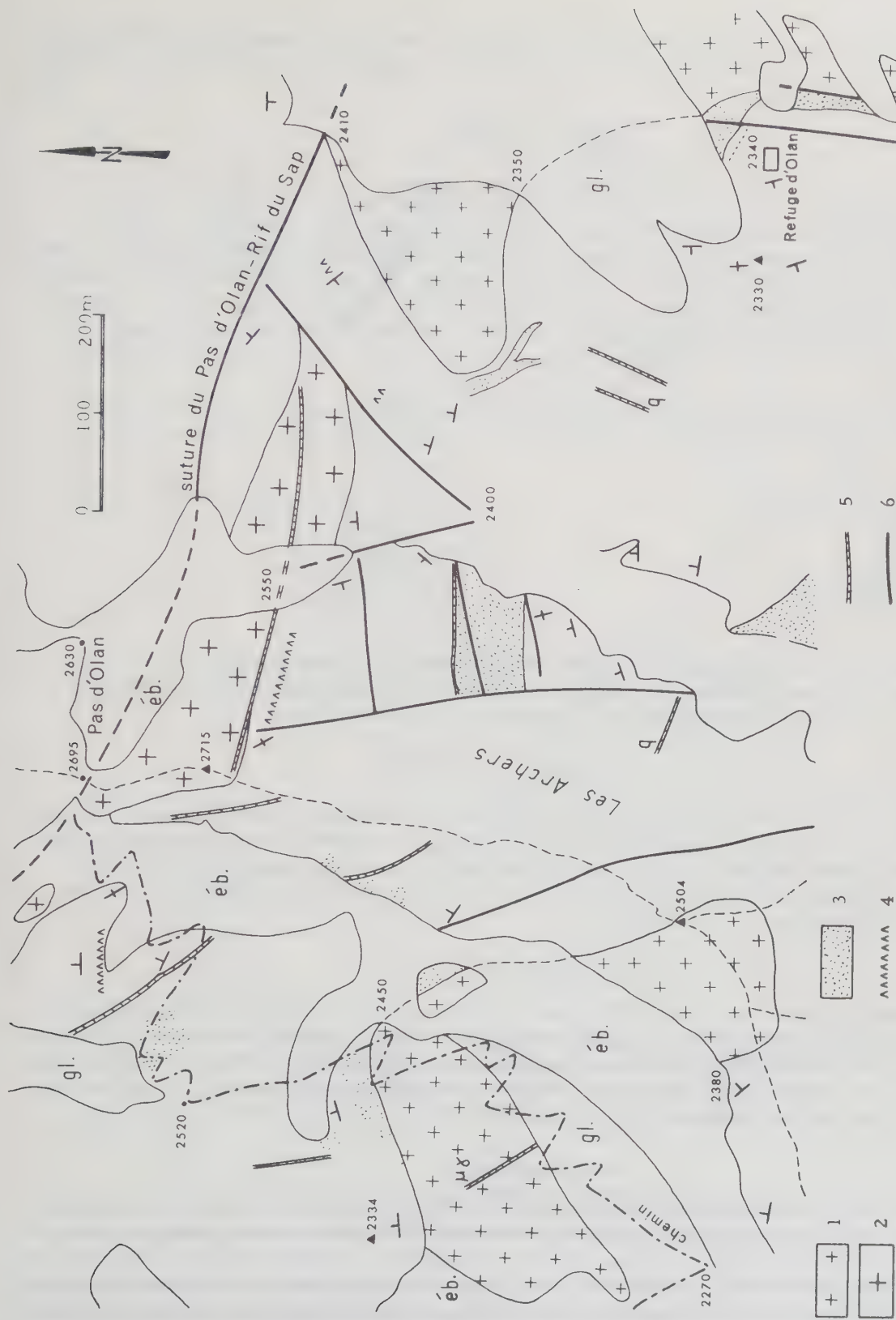


Figure 102 - Carte géologique détaillée de la région du refuge d'Olan montrant la terminaison nord-ouest du massif du Bourg, à droite, et le petit pointement isolé du Clot, à gauche. Au centre apparaît la lame de granite de Turbat du Pas d'Olan.

1 : granite de Turbat ; 2 : granite de Turbat ; 3 : encaissant très granitisé (aprites surtout) ; 4 : bancs amphibolitiques ; 5 : filon de diabase (q = quartz ; $\mu\gamma$ = microgranite) ; 6 : faille.

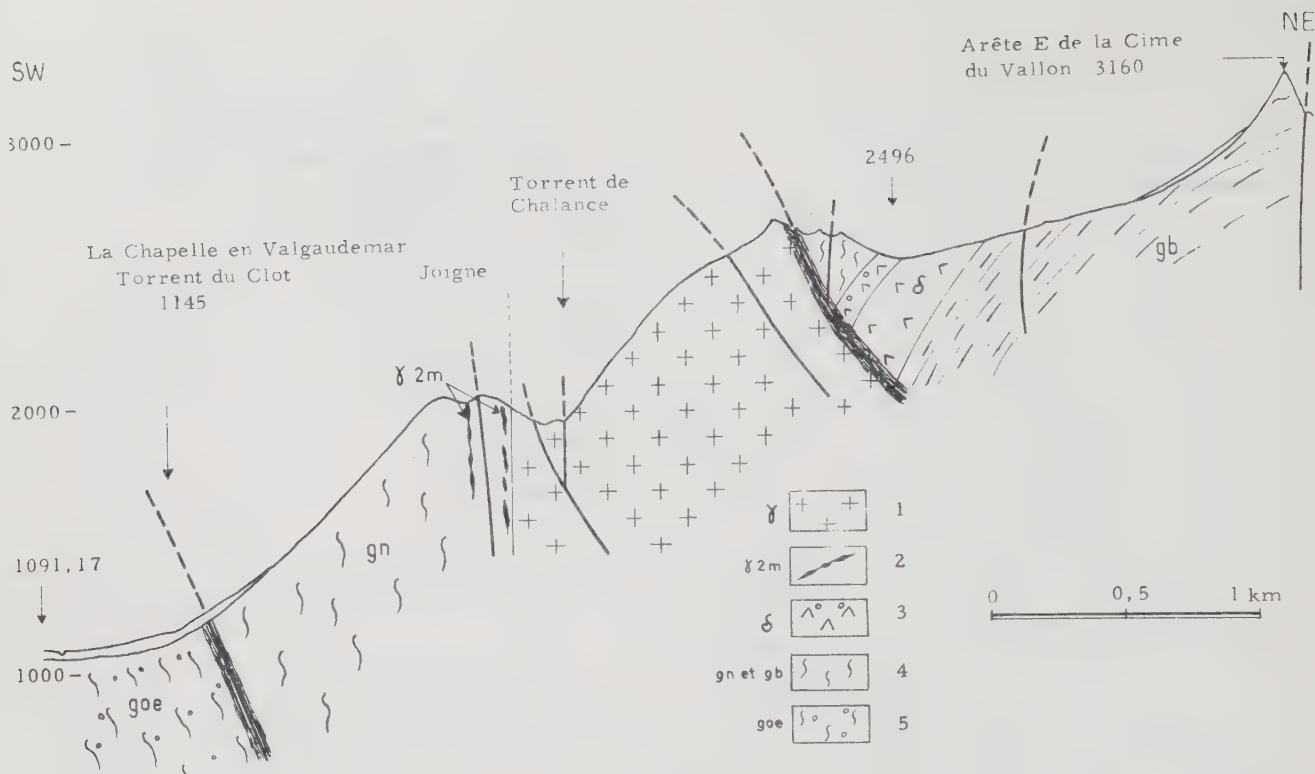


Figure 103 - Coupe géologique montrant l'emplacement du granite du Bourg.

1 : granite du Bourg ; 2 : filon de granite à deux micas ; 3 : amphibolites et amphibolites ocellées de La Lavey ;
4 : gneiss à biotite de La Lavey ; 5 : gneiss ocellés de Crupillouse.

2/ Morphologie

Il est curieux de constater que ce granite comme celui du Bourg est traversé en cluse par un cours d'eau important la Bonne et qu'il ne forme pas de sommet majeur (le point culminant "3098" du Pic des Souffles est situé à l'Ouest, dans l'encaissant). Pourtant, à l'égal du granite du Bourg, il forme des versants raides, rébarbatifs, comme la face sud de la Cime d'Orgières (55° sur 600 m) ou la partie terminale des faces nord-est du Pic des Souffles et de la Cime d'Orgières.

3/ Lieux d'observation

Les affleurements rive droite de la Bonne s'atteignent en quelques minutes à pied depuis la piste carrossable qui mène à la cascade de la Pisse. Par contre les affleurements très intéressants (contact avec le granite de Turbat) du versant sud du Col de la Sée (2760 m) sont longs à atteindre depuis Villar-Loubière (1050 m) par le sentier du Col de Vaurze (G.R. 54) que l'on quitte vers le point "1941" pour remonter des pentes herbues, puis des moraines. L'accès du col de la Sée par son versant nord n'est pas recommandable.

4/ Echantillon type

A la faveur d'une dépose d'hélicoptère (*) sous le col de la Sée, j'ai pu étudier en détail et échantillonner à volonté le granite d'Orgières. Les parois sud de la Cime d'Orgières ont alimenté la branche droite de la moraine

(*) Je tiens à souligner ici l'énorme gain de temps et de fatigue que permet l'emploi d'un hélicoptère. Dans ce cas particulier, l'hélicoptère de la Protection Civile m'a permis en une seule journée, certes bien remplie, d'effectuer un travail qui n'aurait pas nécessité moins d'une semaine en temps normal. Je suis très redevable au Docteur Rozier, Conseiller Général de Saint-Firmin-en-Valgaudemar et à Ch. André, Préfet des Hautes-Alpes, des deux missions semblables qui ont pu être réalisées grâce à leur appui.

supérieure dont les blocs parfaitement frais présentent tous les caractères pétrographiques du granite. L'échantillon pétrographique et géochimique N. F4E* en provient et sera pris comme échantillon type.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE

1/L'encaissant gneissique et ses contacts

Le granite d'Orgières est ceinturé par les gneiss des Souffles qui font partie des formations de La Lavey. La direction générale de foliation mime en grand le tracé du contact (fig. 104). Cependant dans le détail, les gneiss peuvent être franchement recoupés par le granite qui envoie alors de petites apophyses lenticulaires selon la foliation du gneiss (col de la Sée, Pl. XXXVII, fig. 1). Ailleurs et bien que le contact lui-même soit toujours très franc, il apparaît souvent des masses à bord flou de granite de type Orgières à l'intérieur des gneiss, sur les premiers mètres, voire les premières dizaines de mètres de gneiss.

Il faut souligner que le massif septentrional des gneiss oeilés de Crupillouse, situé plus au Sud, ne vient jamais au contact du granite dont il est séparé sur le terrain par plusieurs centaines de mètres.

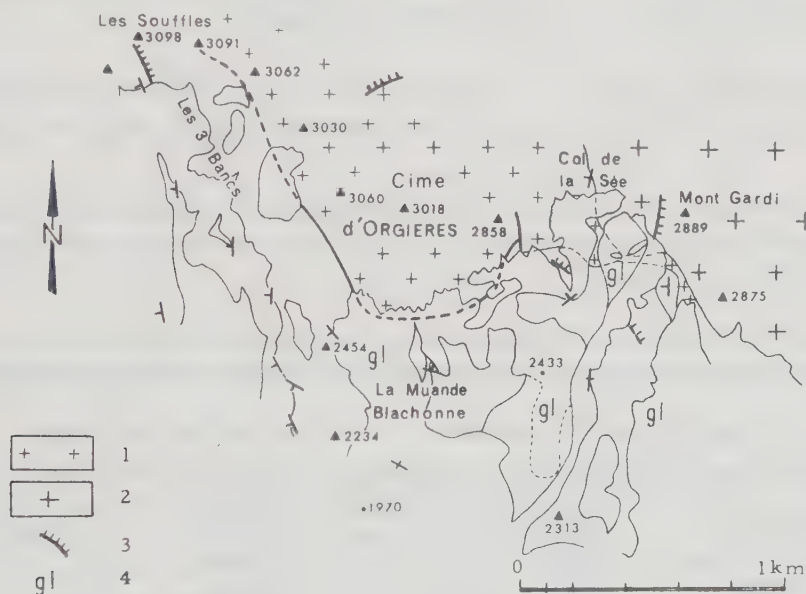


Figure 104 - Granite d'Orgières. Extrémité méridionale du massif dans ses rapports avec le granite de Turbat (à droite).

- | | |
|--------------------------|-------------------------|
| 1 : granite d'Orgières ; | 2 : granite de Turbat ; |
| 3 : filon de diabase ; | 4 : glacière. |

2/ Le contact avec le granite de Turbat (cf. fig. 110)

Au col de la Sée même, les deux granites ne sont séparés que par une vingtaine de mètres de gneiss quartzitiques (fig. 104). Mais au Sud du col, en rive gauche du vallon qui en descend et vers 2700 m d'altitude, on peut observer le contact des deux granites dirigé à ce moment selon 130°. En fait, le contact est tout à fait irrégulier, découpé selon le système de diaclases. On peut observer des apophyses de granite porphyroïde de Turbat aux contacts parfois flous avec le granite d'Orgières ; des enclaves de granite d'Orgières emballées par le granite de Turbat (Pl. XXXVII, fig. 1 et 2) ; enfin, le granite d'Orgières est traversé de filons de pegmatites qui pénétrant dans le granite de Turbat passent progressivement à ce dernier.

L'individualisation du granite de Turbat s'est donc faite postérieurement à celle du granite d'Orgières. Ce fait confirme l'hypothèse que pour d'autres raisons j'avais avancée lors de l'étude du granite du Bourg (Le Fort, 1970 a).

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1/ Macroscopique

Je n'ai pas eu la possibilité, comme pour le granite du Bourg, de parcourir l'intérieur du massif d'Orgières. Cela m'a amené à observer sur les bordures de ce dernier des formes moins homogènes que pour le précédent (Pl. XXXVIII, fig. 1).

C'est un granite équi-granulaire, de teinte gris-verdâtre, qui présente certaines zones plus brunes (moins chloritisées) et parfois, sur les falaises soumises aux intempéries mais trop raides pour être enneigées, des patines orangées. Les feldspaths sont roses (orthose) ou blanc verdâtres (plagioclases) ; le quartz est mal visible ; les micas noirs forment des touffes confuses.

L'ensemble du granite est affecté par une orientation fruste, sensiblement parallèle au bord du granite et ce, sur des distances de plusieurs centaines de mètres à l'intérieur du granite.

Cette orientation est généralement parallèle à l'allongement des enclaves qui sont de deux tailles :

- près du contact avec l'encaissant, des enclaves métriques à décamétriques de quartzites ou d'amphibolites replissées ;
- des enclaves centimétriques à décamétriques formées d'un matériel varié : enclaves de gneiss quartzitiques, de gneiss amphiboliques, d'amphibolites relativement compactes, de roches surmicacées tachetées de plagioclases automorphes, etc. (Pl. XXXVIII, fig. 1).

De plus, on rencontre assez fréquemment des filons et filonnets de pegmatite à muscovite et de microgranite. Près du contact oriental enfin, on peut observer de rares cristaux de feldspath potassique atteignant 6 à 7 mm.

2/ Microscopique (Pl. XXXVII, fig. 3 à 5, Pl. XXXVIII, fig. 2 à 4)

Le grain est assez fin (0,4 mm). Les minéraux constitutifs sont les suivants :

plagioclase	43 %	38 %	allanite	0,5 %
quartz	26 %	30 %	apatite	
biotite altérée	20 %	13 %	zircon	
feldspath potassique (amphibole)	9 %	18 %	(minerais)	

myrmékites assez abondantes : 2 %, 1 %

(les pourcentages en volume des différents minéraux ont été obtenus au compteur de point ; la colonne de gauche correspond à l'échantillon N. F4E* du granite d'Orgières (1000 points) ; la colonne de droite reprend les chiffres déjà donnés pour le granite du Bourg).

Le plagioclase (Pl. XXXVII, fig. 4) minéral le plus abondant, présente essentiellement des formes automorphes soulignées par une forte zonation et un coeur altéré. Le nombre des zones de croissance du feldspath est élevé et peut dépasser douze. Je n'ai jamais aperçu de phénomène de corrosion entre deux zones voisines ; les teneurs en anorthite varient d'ailleurs faiblement d'une zone à l'autre. Seul le coeur quand il n'est pas complètement altéré, peut être considéré comme un labrador (An 58). Le reste du cristal est essentiellement formé d'un oligoclase-andésine (An 28-34). Deux systèmes de macles apparaissent généralement (albite et péricline).

Orthose

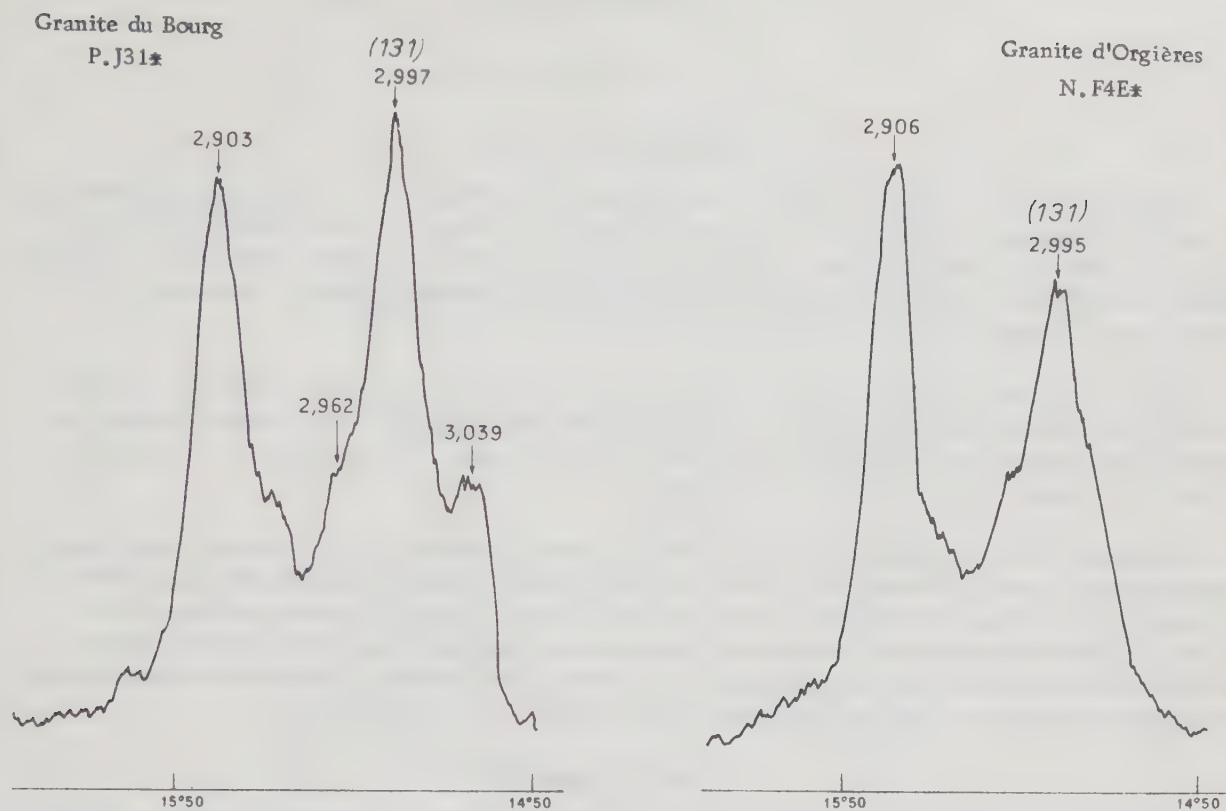


Figure 105 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$), de deux orthoclasses.

Le feldspath potassique est généralement une orthose perthitique et poecilitique de forme amiboïde. Aux rayons X, le feldspath potassique est effectivement monoclinique ; il ne présente aucun dédoublement de la raie 131 (expérimentation F. Lhote) (fig. 105). C'était également le cas du granite du Bourg. Comme dans le cas du granite de Colle-Blanche, les cristaux automorphes de plagioclase qu'il contient, sont totalement séricitisés. Ils ne montrent pas de bordure de réaction avec le feldspath potassique (Pl. XXXVIII, fig. 2).

Le quartz forme une mosaïque de cristaux, groupés en taches plus importantes.

La biotite, pléochroïque dans les brun-brun jaune s'altère préférentiellement selon les clivages. Elle forme fréquemment une ceinture discontinue autour des plagioclases ; au contact des biotites, le plagioclase perd alors son contour automorphe.

Au coeur de certains amas de biotite apparaissent encore des reliques de hornblende verte (Pl. XXXVIII, fig. 4).

Enfin, comme dans le cas du granite du Bourg, l'allanite apparaît constamment. Elle est légèrement zonée (Pl. XXXVIII, fig. 3).

III – LE GRANITE DE PÉTAREL (Pl. XXXIX)

1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1/ Extension et morphologie

Le massif granitique de Pétarel, du nom des lacs de Pétarel (Pl. XXXIX, fig. 2) où affleure le granite et que l'on peut atteindre par un bon sentier, s'allonge avec une forme oblongue selon une direction WNS-ESE (feuille au 20.000e d'Orcières n° 1, moitié nord). Son axe est souligné par une longue crête centrale qui forme l'ossature du massif depuis la Tête du Jalon (2326 m) jusqu'au Pic de l'Ourlette (2544 m) en passant par le point culminant du massif : l'Aiguille du Midi des Andrieux (2653,3 m) (fig. 106).

Je me suis peu intéressé à ce petit château fort de 5 km² environ, dont l'accès est pénible sur ses flancs nord et ouest et relativement difficile sur son flanc sud. Les énormes éboulis qui en descendent, d'origine glaciaire plus ou moins remaniée, m'ont permis de m'assurer de la constance de ses caractères. La cartographie de la partie occidentale du massif a été faite en avion.

La topographie de cette région reflète bien la forme du massif, ceinturé par la Séveraisse au Nord et par ses deux affluents : torrent de Navette et torrent de Prentiq, à l'Est et au Sud. Quelques vallons secondaires évitent le massif, le plus important d'entre eux étant occupé par les lacs d'origine glaciaire de Pétarel et de Cebeyras. Les crêtes qui séparent ces vallons ont fréquemment des formes déchiquetées en aiguilles et tours à parois raides, communes dans les zones d'érosion glaciaire récente d'un granite (cf. massif du Mont-Blanc) et dont le plus bel exemple est constitué par les Flammes de Pétarel (Pl. XXXIX, fig. 1).

2/ Lieux d'observation

Pour qui s'intéresse au massif de Pétarel, le premier itinéraire s'impose de lui-même : laisser la voiture à Navette d'où l'on prend la sente balisée du col de la Béranne ; traverser à niveau vers le col de Pétarel ; descendre son versant nord jusqu'à hauteur du premier lac de Cebeyras où l'on atteint le contact du granite. Les polis glaciaires du vallon permettent ensuite de très belles observations. Au lieu de descendre directement en fin de journée sur les Andrieux par le bon sentier touristique, on peut suivre le sentier marqué sur IGN qui traverse à flanc vers l'Ouest (descente délicate du couloir du "2017" par temps de pluie). La vue sur la rive droite du Valgaudemar est admirable.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE

1/ L'encaissant

Le granite de Pétarel affleure au milieu d'un ensemble de gneiss où il convient de distinguer la zone nord de la zone sud.

Dans la partie sud et sud-est, les gneiss sont souvent constitués d'amygdales granitiques en lentilles allongées, ceinturées de lits micacés flexueux. Ces gneiss amygdalaires ressemblent à un conglomérat écrasé, étiré. Ils sont parcourus par d'innombrables bancs, filons et masses diverses d'un granite, isogranulaire, fin, à deux micas. Ce granite aplitique a tendance à former de grandes bandes parallèles à la foliation des gneiss (cabane "2111" de la Béranne) ; ailleurs de grands septums plus schisteux restent peu marqués par cette granitisation (bande formant la crête du col de la Béranne au Pic Disdier). La densité d'affleurement de ce granite va en croissant lorsque l'on s'approche du granite de Pétarel : à quelques centaines de mètres du granite, Clot de Pian par exemple, les gneiss ne forment plus que des lambeaux des septums gneissiques très contournés, noyés dans une masse dominante de granite aplitique (Pl. XXXIX, fig. 3).

Dans la partie nord, on rencontre les mêmes phénomènes de granitisation, mais la nature des gneiss est différente : il s'agit de gneiss assez fins, non amygdalaires, de couleur brun rouge, légèrement moutarde à la

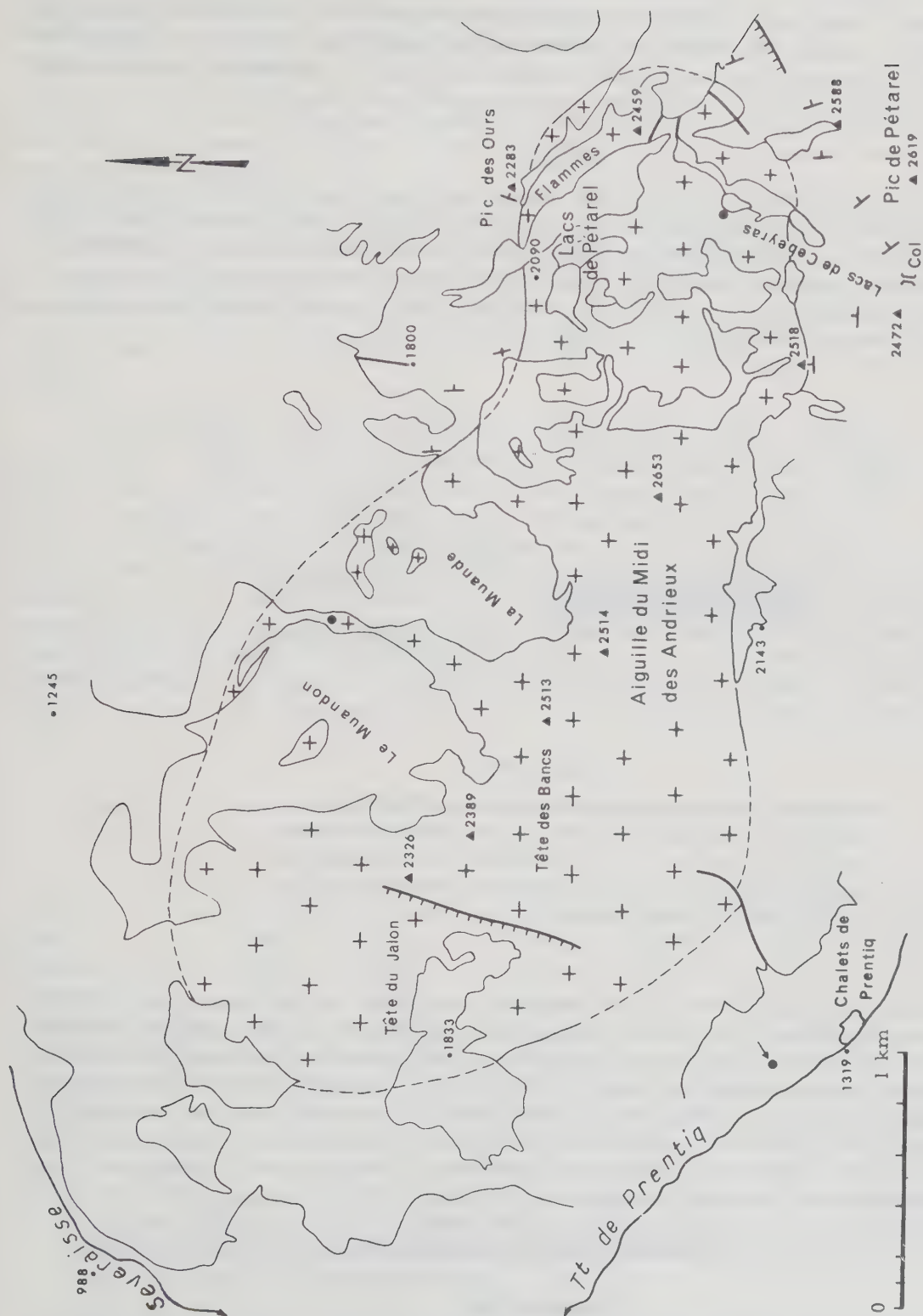


Figure 106 - Granite de Pétarel, carte géologique, (● prélèvements géochimiques).

cassure, à débit en plaquettes et que raye facilement le piolet. De petits lits ou des bancs métriques de quartzites verdâtres compacts, réfractaires à la granitisation s'y intercalent fréquemment. Les gneiss sont généralement fortement plissotés, les quartzites montrent des lits ptygmatisés de quartz d'exsudation, mais la foliation conserve une direction et un pendage assez constants. Enfin dans cette partie nord, se développent de façon épisodique des taches d'un granite grumeleux à énormes cristaux de feldspaths automorphes d'un blanc platreux.

2/ Les contacts

La limite entre les gneiss encaissants et le granite de Pétarel est franche dans l'ensemble, quoique pas toujours très facile à discerner à cause de l'abondance du granite à deux micas qui a envahi les gneiss avant la formation du granite de Pétarel. La foliation de l'encaissant est dans l'ensemble discordante sur ce contact (fig. 106). C'est un caractère nouveau par rapport aux granites étudiés précédemment. Ce contact a très souvent joué ultérieurement de façon cassante, schistifiant l'encaissant en bordure du contact et parallèlement à lui (crête du Sellar, Pic des Ours par exemple) (fig. 107).

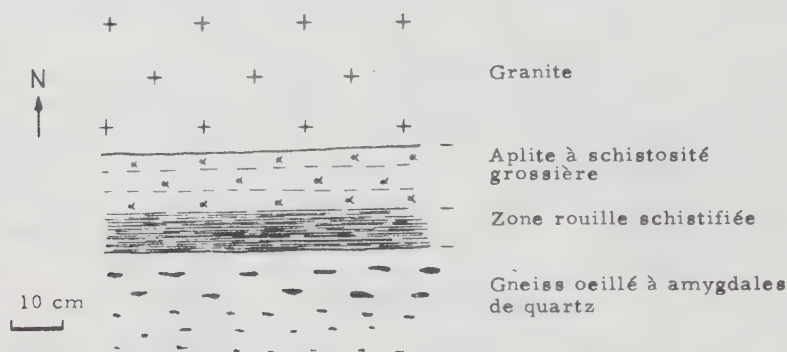


Figure 107 - Schéma du contact du granite de Pétarel avec son encaissant sur l'arête SE de l'Aiguille du Midi des Andrieux (O.C42) à l'altitude 2 510 m. Le contact, parfaitement franc, est sub-concordant avec la foliation des gneiss encaissants : le pendage est de 50° vers le Nord.

Il semble même parfois que le contact ait été perturbé de façon encore plus importante : c'est le cas du flanc nord-ouest du Pic de Pétarel. Là, le contact entre gneiss et granite se fait par l'intermédiaire d'une zone de quartzites à muscovite épaisse de plusieurs dizaines de mètres. Ces quartzites à patine claire, très durs, parcourus de nombreuses veinules indiquant une recristallisation prolongée, semblent provenir d'une silicification locale et généralisée de la roche ; en effet, même les filons basiques qui parcourent cette zone se suivent mal sur le terrain, tant ils sont schistifiés et parcourus à leur tour de veinules recristallisées (actuellement, ce secteur est d'ailleurs en pleine modification : la montagne est parcourue d'énormes crevasses ouvertes dans la roche qui engloutissent peu à peu les blocs épars et les traces de végétation).

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1/ Macroscopique

Dans l'ensemble, on peut définir le granite de Pétarel comme un granite gris à bleuté (parfois saumoné), porphyroïde, à grain moyen, à biotite et muscovite en plaques (parfois invisible), souvent chloritisé, découpé en prismes par des diaclases nombreuses et bien exprimées. C'est un granite pauvre en enclaves.

La densité des porphyroblastes est en fait assez variable : ils paraissent moins nombreux aux bordures du massif qu'à l'intérieur. Leur taille généralement centimétrique peut atteindre jusqu'à 7 cm de longueur ; ils sont dans l'ensemble peu orientés (le fil du granite est peu marqué), peu tordus, plus ou moins trapus (5 x 2 cm) ou allongés (Pl. XXXVIII, fig. 5).

Les enclaves sont peu nombreuses à l'intérieur du massif et réduites à de petits crapauds elliptiques à grain fin de quelques centimètres de long. Sur les bordures du massif, on observe par contre un certain enrichissement et une diversification de ces enclaves :

- dans la région du Pic de Pétarel et des Flammes de Pétarel (bordure Est) s'observent de rares septums gneissiques allongés de teinte sombre (verdâtre ou rouille), souvent très chargés en biotite ;
- au Nord, non loin des déversoirs du lac inférieur de Pétarel, existent une curieuse formation de cipolins à porphyroblastes de feldspath automorphe que je décrirai plus loin ;
- on peut partout se retrouver des enclaves elliptiques à grain fin, décimétriques , analogues à celles du coeur du massif.

Les effets tectoniques enfin ont profondément marqué l'aspect macroscopique du granite dont les caractères deviennent flous : il est fréquemment écrasé, parcouru de filonnets chloriteux. Ces filonnets, de quelques millimètres de large se suivent ou se reprennent en échelon sur plusieurs mètres de longueur ; ils peuvent découper la roche de façon régulière tous les décimètres environ. Sur les parois ils confèrent à la roche une morphologie en cannelures juxtaposées très caractéristique des montagnes granitiques d'Oisans : ces filonnets forment en effet l'armature d'une bande de roche qui reste en relief et s'érode moins vite que le granite sain, surtout si le filonnet est vertical. La résistance à l'érosion du filonnet est due à sa silicification qui se développe aux dépens du granite sain. Celui-ci en effet se décolore le long du filonnet : la biotite et les plagioclases s'altèrent. Il n'y a pas de déplacement sensible du granite de part et d'autre du filonnet : des porphyroblastes coupés en deux n'apparaissent pas déplacés. L'incroyable abondance de ces filonnets témoigne de l'importance des circulations qui ont affecté la masse entière du granite et qui ont mis à jour des quantités considérables de silice et d'alcalins.

2/ Microscopique

Le grain est dans l'ensemble millimétrique. Les minéraux constitutants sont les suivants :

	<u>O. B31*</u>	<u>O. C2A*</u>	<u>O. B45</u>		<u>O. B31*</u>	<u>O. C2A*</u>	<u>O. B45</u>
quartz	28	33	37	minerais	0,3	0,4	1,0
microcline	28	25	26	apatite	0,1	0,1	
plagioclase	33	24	21				
biotite (chloritisée)	8	11	7				
muscovite	1,7	5,5	7				
myrmékite	0,3	1,0	0,6				

Les pourcentages en volume ont été obtenus au compteur de points (1000 points) sur les trois échantillons O. B31*, O. C2A* et O. B45. Les variations mesurées correspondent à l'existence d'un faciès de bordure (O. B45, O. B51) plus riche en quartz, à microcline en cristaux plus petits, à muscovite plus abondante en plages plus grandes.

Dans ce faciès de bordure, d'extension restreinte et probablement difficile à limiter avec précision, le quartz a une tendance à présenter des formes globulaires.

La masse principale du granite (O.B31*) est caractérisée par :

Un quartz très abimé, en flammes ou en lanières, généralement granulé à ses limites.

Le feldspath potassique est un microcline qui apparaît sous forme de porphyroblastes xénomorphes, généralement moirés (parfois selon certaines bandes préférentielles uniquement), fréquemment maclé Carlsbad, poecilitique. Les inclusions sont principalement des cristaux de plagioclases automorphes séricitisés, de biotite partiellement altérée en pennine margée d'épidote. Aux rayons X, le feldspath potassique apparaît effectivement comme un microcline maximum avec dédoublement des raies 131 et 131 (expérimentation F. Lhote) (fig. 109).

Le plagioclase est un oligoclase basique subautomorphe, fréquemment zoné. L'altération en séricite est toujours importante ; elle n'atteint parfois que le coeur plus basique et rend sa détermination impossible. La masse principale du plagioclase est un oligoclase (An 27-29) où les variations de la teneur en anorthite sont fréquentes mais très faibles (inférieures à 0,5 %). On rencontre parfois une couronne plus acide (An 20) comparable à celles que l'on observe dans le granite de Turbat-Lauranoure. Enfin, il semble sans pouvoir le déterminer avec certitude, que dans les faciès de bordure du granite de Pétarel (O.B45 par exemple), on observe une couronne discontinue tardive d'albite (An 5-10) non altérée.

La biotite est très généralement altérée ; il s'y joint des opaques informes et parfois de petits granules arrondis d'épidote.

La muscovite s'associe aux anciennes biotites pour former des lits sinueux de cristaux tordus. Il est rare qu'elle forme de très grandes plages (sauf dans le faciès de bordure).

L'apatite est toujours présente en petits cristaux associés aux bandes micacées. Le zircon est parfois assez abondant.

4 - L'ENCLAVE DE CIPOLIN À MICROCLINE (Pl. XXXIX, fig. 4 à 6)

Au pied de la petite arête granitique qui descend du point IGN "2166", vers 2135 m, affleure (O.B47) une enclave de calcaire à cristaux automorphes blancs de feldspath potassique qui peuvent atteindre 3 à 4 cm de long. L'érosion les a mis en relief ainsi que de nombreuses paillettes d'un mica verdâtre. La superficie de l'affleurement est d'environ 20 m². Dans l'éboulis qui en descend, on peut observer de très beaux blocs de ce calcaire jusque sur le chemin des Andrieux aux lacs de Pétarel.

L'affleurement lui-même montre de gros bancs ondulés, qui semblent biseautés et coincés tectoniquement par le granite vers l'Ouest et qui disparaissent définitivement à l'Est sous un éboulis. Le pendage de ces bancs est d'environ 70° vers le Nord. Le granite encaissant est légèrement fracturé. On y remarque de rares exsudations de quartz laiteux prismatique disposé en géodes irrégulières à coeur de calcite ocre-grise.

Il est plus facile d'observer ces cipolins dans les blocs en éboulis qui proviennent de l'affleurement O.B47 (Pl. XXXIX, fig. 4 et 5). On peut noter sur l'un de ces blocs que le cipolin présente une certaine orientation, sorte de "foliation" fruste dont la direction est suivie par la majorité des feldspaths potassiques allongés parallèlement à son plan et qui dessine un grand pli de 2 à 3 m de diamètre. Les porphyroblastes, dont la taille n'excède généralement pas 4 x 1,5 x 1 cm, sont parfois tordus. Le contact sinueux avec le granite qui l'emballer montre une série de boudinages décimétriques ; de plus, le granite envoie à l'intérieur du cipolin plusieurs filonnets plus ou moins discordants, les plus proches du plan de foliation étant les plus boudinés. Il n'y a pas d'orientation préférentielle des porphyroblastes à l'intérieur du granite ; mais en bordure du cipolin, les porphyroblastes s'orientent parallèlement au contact. J'ai pu observer un porphyroblaste à cheval sur le contact (fig. 108). Il est paral-

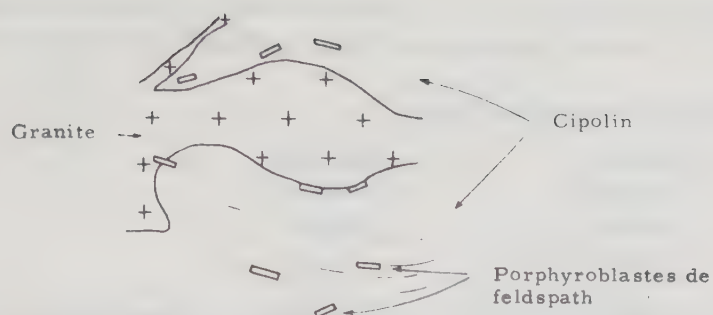


Figure 108 - Répartition des porphyroblastes de feldspath autour d'un boudin granitique. Enclave de cipolin à feldspath potassique du granite de Pétarel.

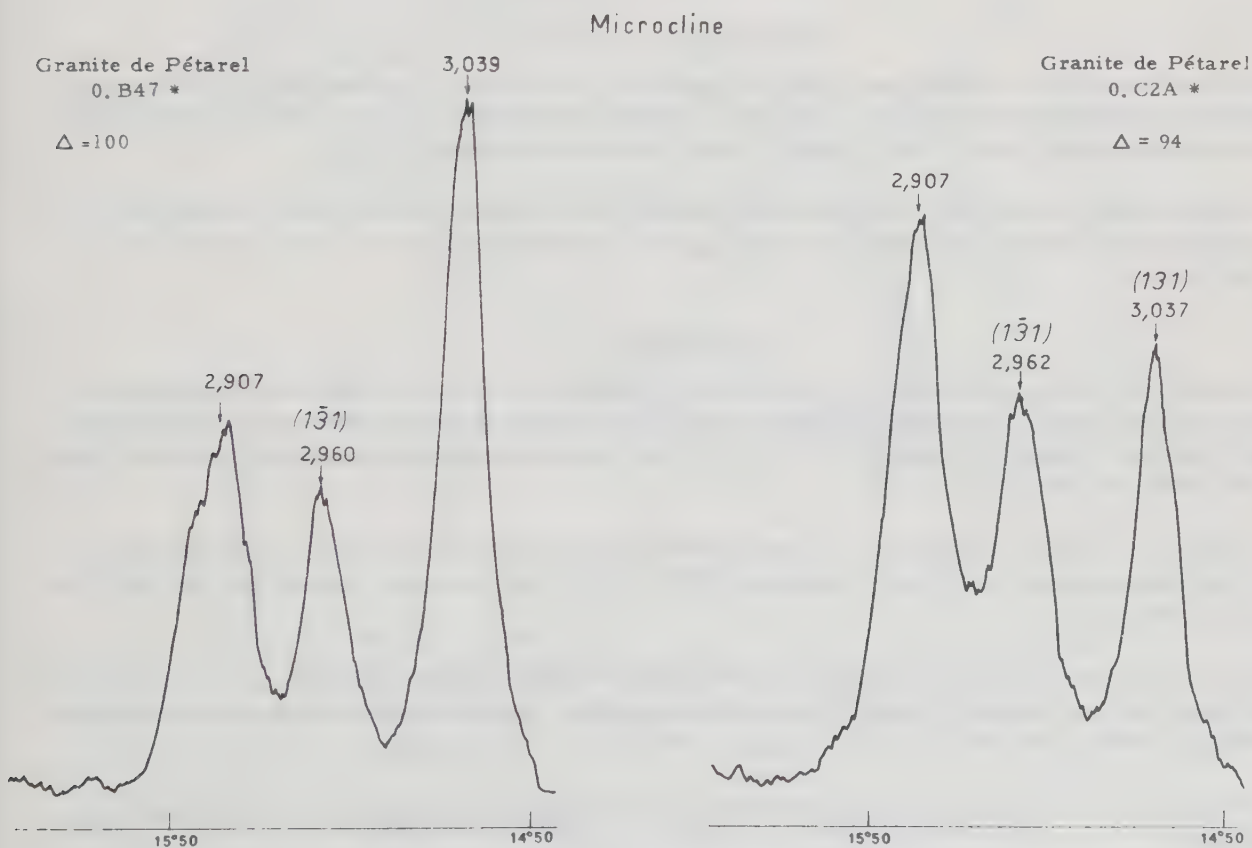


Figure 109 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) de deux feldspaths potassiques. O. B47* enclave de cipolin ; O. C2A* granite de Pétarel.

lèle au litage du cipolin souligné par de petites crêtes micacées parallèles, et pénètre dans un boudin granitique sécant. Enfin, on retrouve dans les blocs de petites géodes de quartz laiteux parfois lié à un peu de galène.

Au microscope, on reconnaît les minéraux suivants :

calcite	épidote
microcline	chlorite
quartz	apatite
(plagioclase)	

Le carbonate constitue le fond de la roche ; ses macles sont souvent tordues et divergentes. Le microcline, fréquemment quadrillé est automorphe ce qui le différencie de celui du granite. Par contre, son indice de triclinité est le même que celui du granite (fig. 109). Le plagioclase est rare. L'épidote jaune automorphe est associée à une chlorite verdâtre peu pléochroïque polarisant dans des teintes brunes. L'apatite automorphe est très abondante (Pl. XXXIX, fig. 6).

IV - LE GRANITE DE TURBAT-LAURANOURE

1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1/ Extension (fig. 110 et 112)

Le massif de granite de Turbat-Lauranoure s'allonge selon une direction presque méridienne (NNW) depuis le Sud du Pic de Turbat jusqu'au Nord de la Tête de Lauranoure soit sur plus de 10 km. Il s'étend sur une quarantaine de kilomètres carrés (feuilles au 20.000e de Saint-Christophe-en-Oisans n° 1 et 5).

Au SE du massif, un gros filon du même granite s'étend de façon remarquable sur près de 2 km depuis l'arête ouest de l'Olan (en dessous du "3096") jusqu'au vallon de Combefroide en passant par le Sud du Pas d'Olan (fig. 102).

2/ Morphologie

Sa forme oblongue est une fois de plus curieusement découpée par un système de vallées qui semblent indépendantes de toute structure. Eventré en son milieu par la haute vallée de la Bonne (Valbonnais) le massif passe au Sud la crête du Valgaudemar (vallon du Clot) et affleure largement au Nord dans la vallée du Vénéon (vallon de la Mariande et de Lanchatra).

Il forme peu de sommets importants : ce sont essentiellement le Pic de Turbat (3023) aux formes lourdes, et les sommets ouest et sud de la Tête de Lauranoure (3323 et 3312) aux formes plus élancées (Pl. XL, fig. 1 et Pl. XXXIV, fig. 1).

Les grands versants du haut Valbonnais montrent des formes d'érosion typiquement granitiques. Ce sont parmi les plus belles du Haut-Dauphiné : de par l'homogénéité du granite, l'auge glaciaire du Dévoluy possède une forme idéale que vient à peine adoucir les petites nappes d'éboulis à la base des versants.

Enfin, on peut noter que les lacs d'origine glaciaire sont exceptionnels (deux petits lacs dans le vallon de la Mariande).

3/ Lieux d'observation

Ils sont nombreux. L'itinéraire le plus facile et le meilleur consiste à monter au refuge du Font-Turbat depuis la cascade de la Pisse que l'on peut atteindre en voiture.



Figure 110 - Granite de Turbat (grandes croix). Carte de la terminaison méridionale du massif. Les petites croix représentent le granite du Bourg.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE : LES CONTACTS AVEC L'ENCAISSANT

La nature des formations dans lesquelles le granite de Turbat-Lauranoure s'insère est très variée. Il en résulte une grande diversité de l'aspect de ses contacts, dont je décris ci-dessous cinq types principaux dans cinq zones différentes où il peut s'observer (il ne s'agit pas d'exemples exclusifs de tous autres). De la zone méridionale à la zone septentrionale :

1/ Contact du Banc de la Conche avec un granite migmatitique

L'encaissant est ici formé par un granite migmatitique dont les parties proprement granitiques ressemblent aux granites du Bourg et d'Orgières. Les passées gneissiques sont rares, mais sur l'ensemble du Banc de la Conche (1 km de long), elles ont tendance à orienter leur foliation parallèlement au contact : N 175°, 30° E à 2760 sur l'arête Est du Col de Turbat, N 30°, 65° E au lieu-dit "Les Ruines" à 2185 m.

Le contact lui-même a joué par la suite : il est légèrement schistifié. C'est un contact très net, facile à suivre dans le paysage, grande ligne incurvée à la limite de la masse blanche du granite et de la masse gris verdâtre des gneiss migmatitiques qui le recouvrent (fig. 110).

2/ Contact avec les gneiss amphiboliques du Banc de la Croze

C'est un contact à l'emporte-pièce, typiquement discordant. Il est quelconque par rapport à la foliation des gneiss et à la direction des plis visiblement antérieurs à sa mise en place (pli décamétrique d'axe N 125°, 55° NW en H. H62).

Sur la carte au 20.000e c'est un contact rectiligne, mais dans le détail, le contact est sinueux, en marches d'escalier métriques (fig. 110).

Dans l'encaissant amphibolique, la proximité du granite semble avoir causé une recristallisation des amphiboles. Elle se marque en tout cas par un développement d'yeux feldspathiques à une faible distance du granite. Enfin, de la masse du granite s'échappent vers les gneiss de très rares filonnets granitiques.

Au microscope, on observe dans les gneiss amphiboliques (N. H62) de grands cristaux d'amphibole vert-brunâtre tachée, poecilitique (hornblende verte ferrifère) $2V = -67^\circ$, $\alpha = +18^\circ$, c'est-à-dire d'après Tröger : $(Fe^{2+} + Mn + Ti)/Mg = 1,5$. Ces grands cristaux semblent surimposés à une roche à quartz mosaïque peu ondulante, andésine, (An 36-42) pour moitié saine, pour moitié envahie de matière sériciteuse et chlorite pigmentée d'opacités selon ses clivages (rares restes d'une biotite brune). L'apatite est abondante.

Lorsque la roche est moins ou pas amphibolique (N. H62') elle est envahie de gros yeux de feldspath potassique, remplis de gouttelettes de quartz et d'autres cristaux de plagioclase et chlorite, ceinturés de chlorite (fig. 114). Les lits micacés sont déformés par les porphyroblastes de feldspath ; la chloritisation est liée aux zones feldspathisées. Enfin, à l'apatite se joignent de nombreux cristaux carrés de pyrite.

La présence de masses d'amphibolites compactes ne modifie en rien l'aspect et la composition du granite. On note seulement près du contact, un enrichissement en filons et masses aplitiques ou pegmatitiques qui semblent se fondre progressivement dans le granite. On remarque parfois quelques cubes de pyrite à proximité du contact.

3/ Contact avec le granite d'Orgières au Sud du col de la Sée

Rappelons (cf. p. 211) que ce contact établit sans ambiguïté la postériorité du granite de Turbat-Lauranou-re (Pl. XXXVII, fig. 2).

4/ Contacts de Font-Turbat (fig. 110)

Au-dessus du refuge de Font-Turbat, on peut observer :

- au Sud, un contact analogue à celui décrit en 1/ ;
- à l'Est, aux alentours du chemin qui mène à la Brèche d'Olan, un contact sensiblement concordant avec une

bande de gneiss qui lui est parallèle. Ce sont des gneiss à biotite, à patine rouge-orangé brunâtre, de grain assez grossier, parcourus de filons aplopegmatitiques, de préférence parallèles au contact. On remarque dans ces gneiss des passées recrystallisées à gros yeux feldspathiques, comparables à celles décrites pour les gneiss amphiboliques : certaines zones sont ainsi constituées de véritables gneiss oillés. Le contact est cependant toujours légèrement schistifié ; c'est une conséquence probable du passage un peu plus à l'Est du grand accident Pointe Maximin-Bec du Canard ;

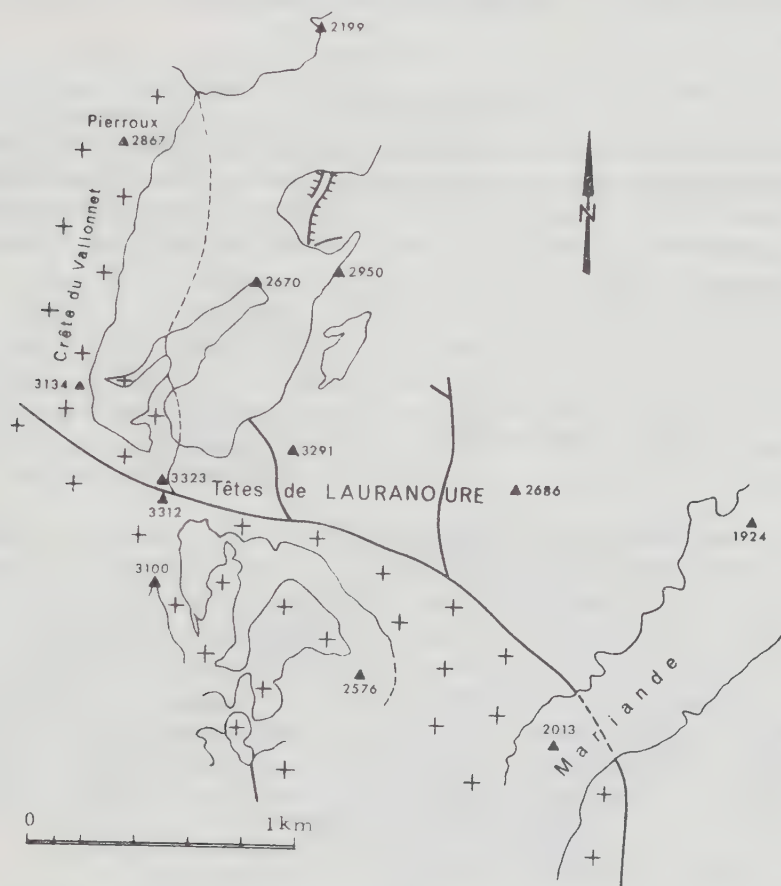


Figure 111 - Granite de Turbat-Lauranoure. Carte de la région des Têtes de Lauranoure.

- au Nord-Est, dans la face sud-ouest de la Pointe Maximin, un contact (vers 2900) nettement discordant sur l'encaissant. Celui-ci est formé de gneiss très chloriteux, assez finement foliés, recoupés par de nombreuses aplites, des poches de pegmatite et quelques gros filons (5 à 6 m de large) de granite qui ne s'éloignent pas de plus de 100 m du contact ; celui-ci, non tectonisé, est souligné par un système de filons d'aplite, soit arqués le long du contact, soit sécants ou interfoliés dans les gneiss, soit enfin parcourant le granite (Pl. XL, fig. 2).

L'échantillon N.D65 pris à 20 cm du contact, montre au microscope : un quartz en cristaux allongés, faiblement roulant et légèrement granulé, un feldspath potassique essentiellement kaolinisé, une andésine (An 30-55) présentant souvent un double système de macles et envahie de plages déchiquetées d'une phyllite sombre, une biotite brune en baguettes trapues et enchevêtrées,

oscillant autour d'une direction privilégiée (celle de la foliation générale), chloritisée par endroits et liée à de l'apatite, de grands cristaux poecilitiques de muscovite. Enfin, on observe une amphibole incolore qui semble s'être développée aux dépens des lits micacés : c'est une trémolite ($2V = -86^\circ$, $\alpha = +18^\circ$).

Quant au granite lui-même, il est toujours plus ou moins tectonisé (filons basiques schistifiés au pied Est du "3114"). Parcouru de nombreuses masses aplopegmatitiques, il possède toujours une orientation floue plus ou moins parallèle au contact.

5/ Les contacts de l'Est

Sur toute la rive droite du Haut-Valbonnais, de la pointe Maximin au col des Arias, le contact voisin de l'altitude 3000, est profondément découpé par la topographie. Dans le haut vallon de la Mariande, il barre la base de la face nord de l'Aiguille des Arias où il s'abaisse jusqu'à 2600 m. C'est un contact très visible dans le paysage que j'ai suivi et cartographié en avion (fig. 112 et Pl. XL, fig. 3). Nulle part n'apparaît de chevelu filonien important dans les gneiss encaissants.



Figure 112 - Granite de Turbat-Lauranoure. Carte de la région des Arias.

6/ Contact avec les anatexites à l'Est et au Nord de la Tête de Lauranoure

Dans ce secteur, le contact cesse d'être visible dans le paysage, il devient même difficile de le repérer sur le terrain, bien qu'il soit à petite échelle, net et franc.

Dans le vallon de la Mariande, en rive gauche, le contact se fait à hauteur d'un grand cône torrentiel de schistes bleu verdâtre ; il est tectonique (fig. 111) mais la présence de filons d'aprites, ainsi qu'une certaine orientation du granite, reprise par une schistification parallèle à l'accident, font penser que la bordure primitive n'était peut-être pas très éloignée de celle que l'on observe actuellement.

L'arête Est de la Tête de Lauranoure (3323) présente une succession de petits gendarmes en gneiss mobilisés, à débit subgranitique ; les brèches qui les séparent sont formées d'un gneiss à grain fin schistifié. Tous les 10, 15 ou 20 m, apparaît un filon d'aprite, épais de quelques décimètres et interfolié. La foliation est dans l'ensemble constante (N 175°, 65° E). La dernière dalle avant le sommet est formée de gneiss schistifié, mais 10 m après le sommet, on reconnaît un granite écrasé à chlorite, avec de beaux porphyroblastes, légèrement orientés. Le contact est ici sensiblement concordant.

Au pied nord-ouest de l'arête nord de la Tête de Lauranoure, le contact passe à 2840 m. Il est souligné par deux gros filons d'aprite, précédés d'une roche broyée et silicifiée à grain fin, où brillent de petits cubes de pyrite. Viennent ensuite des gneiss rubanés à gros grain, très granitisés, parcourus d'aplopegmatites et possédant quelques enclaves de quartzites fins à biotite. On passe alors peu à peu à un gneiss folié à tendance oeuillée, avec des intercalations de quartzites très fins à chlorite (comme on en trouve en enclave dans le granite). Dans ces gneiss apparaissent quelques récurrences granitiques, à texture équante (granite ou pegmatite ?). La foliation générale est subconcordante. L'ensemble est recoupé de filons d'aprite franchement sécants, sinueux.

Au Nord-Est et à l'Est du Pierroux (2867 sur la crête du Vallonnet), le contact peu visible se marque par la disparition définitive des anatexites (fig. 113). Ces anatexites sont des gneiss mobilisés clairs à foliation mal visible et grain comparable à celui du granite ; elles sont bien réglées (stromatites verticales selon N 25°) ; elles sont parcourues d'innombrables filons et bouffées d'aplopegmatites et passent à une centaine de mètres du contact à des gneiss à tendance oeuillée, à passées concordantes de gneiss sombres très micacés. Comme à la face sud-ouest de la pointe Maximin, on observe quelques filons de granite de Turbat-Lauranoure qui s'échappent du granite et recoupent les anatexites. Parallèlement au contact et à l'intérieur, on remarque parfois un gros filon métrique d'aprite aux épontes légèrement boudinées tandis que d'autres filons plus petits adoptent des directions variables. Le contact montre une nette tendance à s'aligner sur la direction de foliation de l'encaissant (Pl. XL, fig. 4).

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE (Pl. XLI)

A la variété des contacts et de la nature de l'encaissant, s'oppose l'homogénéité du granite à toutes les échelles.

1/ Macroscopiquement

C'est un granite leucocrate porphyroïde à grain relativement grossier, centimétrique, à patine ocre clair ou fauve, débité par de grandes diaclases régulières (fissures bouchées) (Pl. XLI, fig. 1). Il présente quand il est sain un modelé arrondi ; les grands blocs transportés par les glaciers finissent par être transformés en amas de boules grossièrement elliptiques ; quant aux grandes pentes peu inclinées résultant de l'érosion glaciaire, elles présentent des phénomènes de desquamation et des formes d'altération qui ne sont pas sans rappeler "les dos de baleine" de certains granites sahariens. La surface du granite est rapeuse (l'adhérence est excellente par tous les temps).

Ce granite présente souvent, notamment sur ses bordures, une orientation nette à laquelle correspond un débit facile, presque schisteux par endroit. Cette orientation n'est pas le fait des micas qui restent distribués en petits nids sans direction préférentielle, mais plutôt celui du quartz qui semble avoir recristallisé en joignant ses

plages dispersées pour former de petites masses oblongues discoïdes ; accessoirement les feldspaths semblent par endroits tronçonnés parallèlement à cette direction. Parfois même, les porphyroblastes de feldspath potassique peuvent grossièrement s'aligner. Des contraintes orientées ont donc pu peser sur ce granite dès la fin de sa cristallisation (le feldspath potassique a cristallisé en dernier, l'ordre de cristallisation est "normal") ; elles ont continué à faire sentir leur effet longtemps après : le granite est très largement cataclaté. La forme la plus poussée de cette cataclase est une mylonitisation. Mais contrairement à ce que l'on pourrait imaginer, la chloritisation ne semble pas directement fonction de l'intensité de ces contraintes ; les causes qui ont présidé à sa répartition semblent en partie antérieures aux dernières phases exprimées de ces contraintes. Orientation et cataclase sont des caractères qui rappellent ceux du granite du Mont-Blanc (Vitel, 1965).

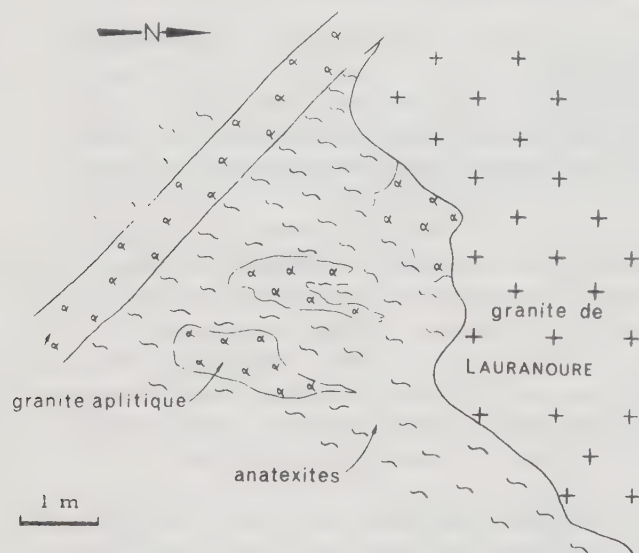


Figure 113 - Bordure du granite de Lauranoure sur les polis glaciaires à l'Est du Pierroux.

Le caractère porphyroïde du granite n'est pas toujours très visible. Il existe en fait une quantité de types intermédiaires entre le granite à grands feldspaths potassiques automorphes atteignant parfois jusqu'à 5 ou 6 cm de long où l'on voit miroiter au soleil la macle de Carlsbad, et le granite à feldspaths blanchâtres amiboïdes, intriqués entre les autres cristaux, dans lequel il est difficile de définir la limite de chaque feldspath.

Sur une face sciée, le quartz très limpide présente souvent une teinte rose violacé rappelant celle de certains quartz rhyolitiques.

2/ Microscopiquement

Le grain est millimétrique, la texture porphyroïde. Les minéraux constitutifs sont les suivants :

	N. G62*	N. F4F*		N. D41*	A. X31*
		1	2		
quartz	33	33	31	29	28
microcline perthitique	34	34	40	35	34
oligoclase	25	27	23	27	25
biotite-chlorite	7	3,5	3	7	12
muscovite	0,3	1,3	1,6	0,9	0,1
apatite				0,2	0,1
zircon	0,1		0,2		
(sphène)					
(calcite)					
opaques		0,1	0,1		
myrmékite	0,7	0,8	1,0	1,2	0,5

Les pourcentages en volume indiqués ci-dessus ont été établis au compteur de points (1000 points par échantillon). Les échantillons sont rangés de gauche à droite selon une coupe sud-nord depuis le Valgaudemar jusqu'à Lauranoure. Si l'on ne tient pas compte des variations de teneur en micas, ce tableau illustre l'homogénéité du granite et ceci malgré la texture peu favorable à de telles mesures. C'est en effet un granite à granulométrie hétérogène dont les minéraux ont de plus tendance à se grouper en amas monominéraux : amas de quartz, porphyroblastes de microcline, enchevêtrement de plagioclases, nids ou travées micacées. L'importance respective du microcline et de l'oligoclase est intervertie par rapport au granite central du Pétarel : le microcline domine nettement dans le granite de Turbat-Lauranoure.

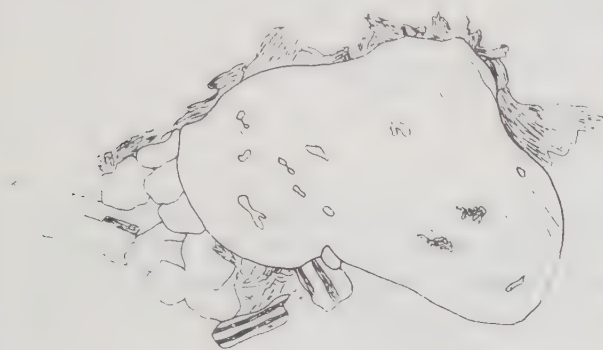


Figure 114 - Feldspath potassique de l'encaissant du granite de Turbat au Banc de la Croze. Il est parsemé de cristaux de quartz, plagioclase et chlorite ; il est ceinturé de chlorite.

Les amas de quartz sont composés d'une mosaïque de cristaux aux formes plutôt arrondies, dont le contact est rarement engrené. L'extinction est la plupart du temps onduleuse. Dans les cas extrêmes, le quartz a recristallisé en longues lanières tandis qu'à leur limite s'observe une grenaille de minuscules cristaux de quartz (Pl. XLI, fig. 3).

Le feldspath potassique est un microcline quadrillé très perthitique : les fuseaux perthitiques envahissent le cristal jusqu'à former parfois plus de la moitié du cristal, ils sont fréquemment maclés. Le microcline est lui-même fréquemment maclé Carlsbad. Il n'est à peu près jamais altéré (altération micacée selon les clivages) mais les traces de déformation ou de cataclase sont fréquentes. Enfin, il est poecilitique, contenant en inclusions, principalement, du quartz, du plagioclase automorphe ou de la biotite. Il est bordé de façon très lâche par une couronne de quartz-plagioclase, et l'on s'aperçoit au comptage de points que les amas de feldspath potassique excluent pratiquement ceux de biotite. Aux rayons X l'indice de triclinicité mesuré sur deux échantillons (N.F4F* et N.G8C) est de 80 et 75 (fig. 116).

Le plagioclase subautomorphe est toujours zoné et altéré. C'est un oligoclase où l'on distingue toujours une zone centrale couvrant la majeure partie du cristal et formée d'oligoclase-andésine (An 25-34) ; cette partie peut entourer un noyau presque toujours complètement altéré où l'on peut parfois reconnaître une andésine (An 37) ; l'ensemble est généralement ceinturé par de l'oligoclase An 20 (An 16-22, extinction subdroite des individus maclés). Cette dernière ceinture a parfois corrodé la zone plus interne (fig. 115). A l'intérieur de chacune des trois parties ainsi décrites, le zonage oscillant indique de faibles variations concentriques de la teneur en anorthite, de l'ordre du pour cent. Certaines lames montrent une séricitisation totale du plagioclase (A.X31*) ; d'autres montrent la formation de calcite avec la séricite (N.G61).

La biotite lorsqu'elle est fraîche est d'une belle couleur brun orangé très pléochroïque (à peu près incolore selon Np). Elle est très souvent chloritisée (altération, grains d'opacques et parfois grain d'épidote (A.X31*)) sans que l'on puisse saisir les lois qui ont présidé à cette altération : tel individu tordu peut apparaître sain tandis que son voisin sera entièrement chloritisé ; la taille des cristaux ne semble pas entrer en ligne de compte, ni leur position par rapport à ceux qui l'entourent : un

même porphyroblaste de feldspath peut montrer deux inclusions de biotite, l'une saine, l'autre totalement altérée. La chloritisation semble attaquer progressivement les cristaux de biotite en se propageant le long des clivages : on observe dans certains cristaux des empilements de couches chloritisées et de couches saines.

Les micas blancs d'abondance variable (0,1 à 2 %) sont répartis à travers toute la roche sous des formes variées : minuscules paillettes incluses dans le quartz, paillettes au coeur des plagioclases altérés se disposant préférentiellement selon les clivages, cristaux assez déchiquetés de muscovite associés à la biotite, enfin, quelques cristaux millimétriques non inclus dans d'autres cristaux et apparemment sans relation directe avec leurs voisins. La muscovitisation semble s'être effectuée tardivement le long des fissures minuscules qui parcourent la roche.

Les minéraux accessoires sont préférentiellement logés dans les zones micacées.

4 - FILONS ET ENCLAVES

Les premiers sont soit des filons de quartz laiteux tardif, soit des filons acides d'aprites, soit des filons basiques de diabase. La densité de ces filons peut parfois devenir très importante : ainsi en est-il des aprites du Sud de la crête du Vallonnet (filons d'épaisseur métrique parcourant le granite en tous sens), de même peut-on noter le lacis filonien basique du versant sud du col de Turbat dont les filons atteignent parfois plusieurs mètres d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres de long.

Quant aux enclaves, elles sont moins abondantes, et d'un type moins varié. Ce sont essentiellement des "crapauds" d'une roche d'aspect microgrenu, sombre, moucheté, sans bordure de réaction nette avec le granite ; leur taille est centimétrique à décimétrique ; leur orientation est, le cas échéant, alignée sur celle du granite.

Au microscope, on y reconnaît une texture finement grenue, formée de plages de quartz en assemblage mosaïque à extinction légèrement ondulante, en association avec des cristaux subautomorphes de plagioclase (oligoclase) légèrement zoné parfois ; la biotite, brun rouge orangé, forme de petites tablettes trapues assez abondantes, disséminées et souvent déformées tardivement (knickens) ; elle peut

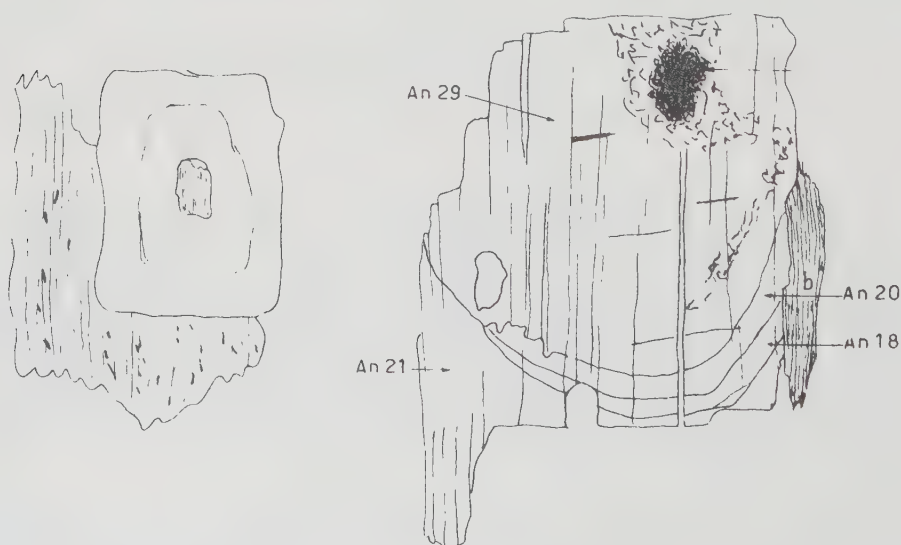


Figure 115 - Plagioclases zonés du granite de Turbat et leur ceinture de biotite chloritisée.

être partiellement ou totalement chloritisée (pennine) ; l'apatite est toujours abondante. Sur les bordures de l'enclave on observe une porphyroblastèse de phénocristaux analogues à ceux du granite : feldspaths potassiques perthitiques et plagioclases zonés.

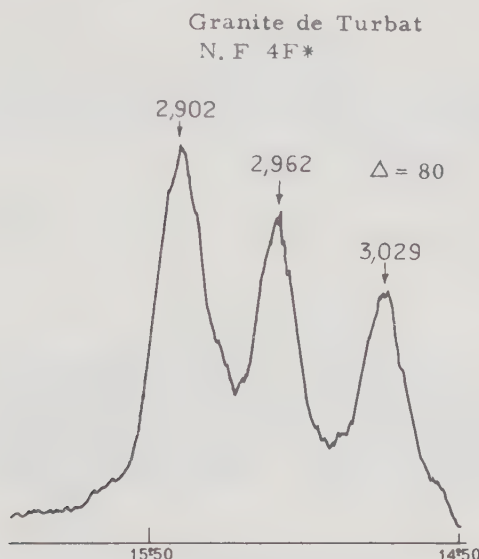


Figure 116 - Diagramme de rayons X
sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) d'un
microcline du granite de Turbat.

5 - LA ZONE DE GRANITE DU PAS D'OLAN (fig. 102)

C'est une formation étonnante qui, sur l'arête WSW de l'Olan, se présente comme un énorme filon de granite de Turbat, parallèle au contact de celui-ci situé 300 m plus à l'Ouest. Vers le Sud, cette lame de granite tourne vers le Sud-Est, divergeant ainsi progressivement du contact du granite, passe au Sud du Pas d'Olan ("2715") et vient finalement s'arrêter dans le cirque du Clot des Levats contre le grand accident du Rif du Sap - Pas d'Olan, sans rencontrer l'apophyse nord-ouest du granite du Bourg (fig. 102). Vers le Nord, je n'ai pas pu suivre cette lame dans la face nord-ouest de l'Olan où elle doit disparaître puisqu'on ne la retrouve pas au pied de cette face ou dans la montée à la Brèche d'Olan.

Cette lame est formée rigoureusement du même granite que la masse principale ; toutefois est-il toujours orienté. Ses contacts avec les formations qui l'encaissent sont toujours tectoniques et se manifestent par une zone broyée de quelques centimètres à quelques décimètres. La nature de l'encaissant de part et d'autre est généralement différente : formations finement granitiques à l'Ouest, formations amphiboliques du "3096" à l'Est, sur l'arête WSW de l'Olan. Ainsi, après avoir longtemps hésité sur la valeur qu'il fallait attribuer à cette formation, je pense maintenant qu'il s'agit uniquement d'une lame tectonique qui accompagne la structure chevauchante alpine du Rif du Sap - Pas d'Olan, sorte de copeau granitique entraîné.

V – LE GRANITE DU GIOBERNEY

1 – SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1/ Extension

Je limite intentionnellement le terme de granite du Gioberney au massif de granite qui s'allonge de façon méridienne sur près de 5 km, en rive gauche du vallon de La Pilatte depuis la branche du glacier du même nom jusqu'à l'important confluent du Torrent du Chardon et qui culmine à 3359 m au sommet du Gioberney. Ceci représente une superficie d'environ 5 km² (fig. 117 et Pl. XLII, fig. 1).

Le "granite des Bans" découvert par Pêcher forme un coin qui s'allonge au Sud du granite du Gioberney (cf. ci-dessous 4 -).

2/ Morphologie

C'est un granite massif profondément marqué par l'empreinte des glaciers qui l'ont entièrement recouvert. Il ne présente que très peu de reliefs aigus : grandes pentes raides dominant le Carrelet, arête Est du Says, et accessoirement, formes fantasques des Tours de Boverjat. Dans le secteur étudié, les glaciers le recouvrent encore sur près de 2 km² en fin d'été. Ceci rend impossible l'étude de certains affleurements sans compagnon de cordée.

3/ Lieux d'observation

De bonnes conditions s'offrent sur le chemin rive gauche du Vénéon qui monte au refuge de La Pilatte (en début de saison, il faut attendre que le pont de planche sur le Vénéon, en amont du Carrelet, soit rétabli, ou prendre la rive gauche dès La Bérarde). Plus haut, l'itinéraire classique de montée au col du Gioberney, bien qu'entièrement glaciaire, passe non loin de beaux polis que l'on peut facilement aller observer.

2 – CADRE GÉOLOGIQUE : LES CONTACTS

A l'Est, la partie nord de cette mince bande granitique disparaît sous les éboulis et les alluvions fluvio-glaciaires du vallon du Vénéon (les granites qui réapparaissent en rive droite feront l'objet d'une étude de Pêcher).

A l'Ouest et au Sud-Est, presque tous les contacts sont violemment tectoniques.

1/ Contact tectonique typique : éperon nord-est des Tours de Boverjat

De part et d'autre de l'accident qui fait légèrement chevaucher les gneiss sur le granite (N 30 - 80 W), on observe dans un paysage lunaire :

- au Sud-Est, un granite très diaclasé, coupé de petits miroirs de faille dont les stries indiquent un déplacement du compartiment nord-ouest vers le Nord-Est, parcouru de filonnets centimétriques de quartz laiteux-chlorite-(hématite) de préférence parallèles au contact.
- au Nord-Ouest, des gneiss très laminés et broyés, souvent bréchifiés, parfois complètement mylonitisés, à patine rousse-verte ou rouge, hachés de surfaces striées et luisantes, bourrées de placages rouillés ou hématiteux, parcourus en tous sens de filonnets et géodes de quartz-chlorite. Toutes ces manifestations s'atténuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du contact. Restent des gneiss roux où des septums plus micaces forment des zones sombres, tandis que des filons granitiques (aplitiques) forment des bandes claires ayant jusqu'à 10 m d'épaisseur (bien visible dans la face sud du Chéret).

Entre ces deux ensembles, l'accident du contact est souligné par une zone "aplitique" (granite broyé ?) silicifiée.

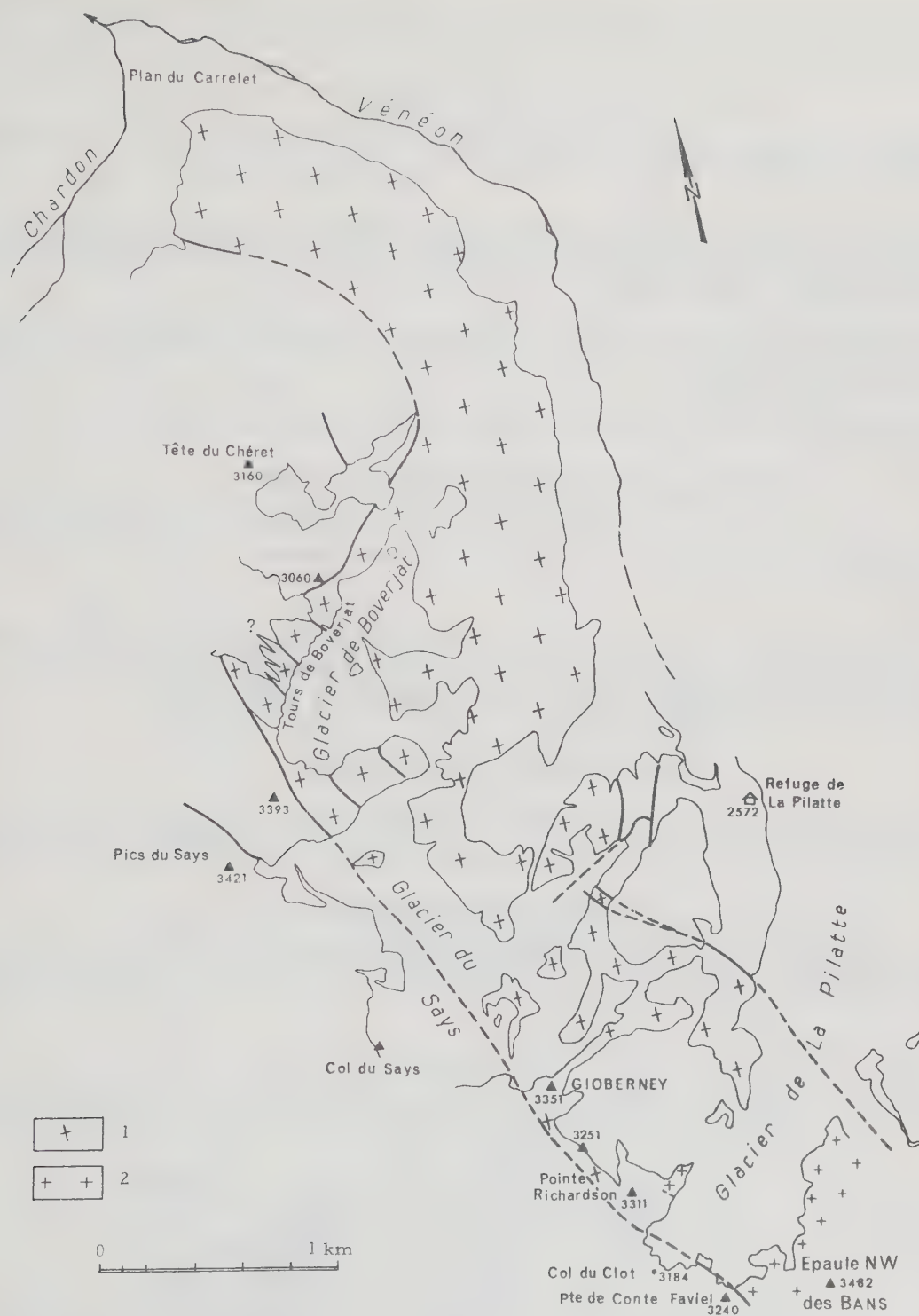


Figure 117 - Carte du granite du Gioberney.
 1 : granite du Gioberney ; 2 : granite des Bans .

J'ai pu suivre ce contact depuis 2900 environ jusqu'au pied de l'arête Est de la Tête du Chéret. Il s'enfile alors sur le replat glaciaire de la face nord-est.

2/ Contact tectonique du pied Est du Gioberney

Les conditions d'observation sont moins bonnes, elles ne sont à peu près continues que sur l'arête nord-est (arête du "2936") et en bordure du glacier de La Pilatte.

Ici le contact avec l'ensemble de gneiss et amphibolites du refuge de La Pilatte se fait vers 2680 (2700 sur la carte IGN à cause de la fonte du glacier) par l'intermédiaire d'une zone d'une vingtaine de mètres de granite mylonitisé, lardé de bandes d'ultramylonites.

Au pied du "2842", on retrouve des bandes de schistes mylonitisées métriques, tandis que du côté granite, le grain de la roche semble plus fin.

Enfin, sur l'arête du "2936", le contact se fait un peu à l'Est vers 2890, selon le schéma de la figure 118.

3/ Le contact problématique de la face nord du "2936"

Alors que le contact sud-est se suit bien en direction jusqu'ici, et qu'il semble du haut de l'arête, se poursuivre dans la face nord, il se retrouve franchement décalé vers l'Est au pied de la falaise vers 2445, avec le même pendage Est.

Aussi peut-on se demander si la bande de neige assez raide qui parcourt la face en son milieu ne correspond pas à un accident presque horizontal le long duquel l'écaille supérieure se serait déplacée vers l'Ouest de plusieurs centaines de mètres (c'est la solution retenue sur la carte géologique de la figure 117).

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

A la nature essentiellement tectonique des contacts correspond un granite profondément marqué par les déformations péné et postcristallines. A vrai dire, ces dernières sont de loin prépondérantes à toutes les échelles.

1/ A l'échelle de l'affleurement

C'est un granite leucocrate qui, dans le meilleur des cas peut paraître sain. Il est soit blanc, soit rosé, parfois il apparaît très coloré : orthose rose-rouge, plagioclases verdâtres, quartz mielleux formé d'assemblages plu-

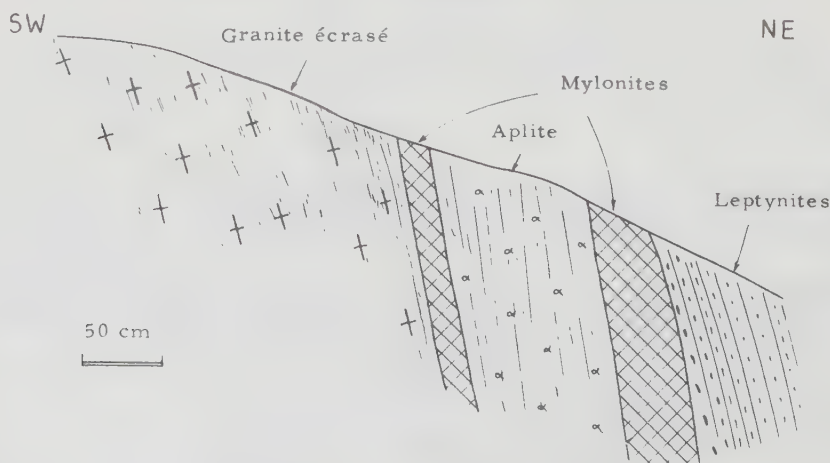


Figure 118 - Granite du Gioberney. Contact sur l'arête NE du Gioberney vers 2 900.

ricristallins globulaires, biotite sombre verdâtre généralement chloritisée, en touffes qui peuvent atteindre 5 mm. Son caractère porphyroïde est rarement bien exprimé. Son homogénéité n'est pas certaine : outre de nombreuses enclaves à la pointe Richardson, on trouve parfois à l'intérieur du massif des zones floues granitiques, peu orientées, relativement plus micacées, de grain variable (aplitique à pegmatitique).

Dans tous les cas, il apparaît orienté selon une direction NW-SE qui semble différente de l'écrasement méridien qui l'a violemment affecté la plupart du temps.

L'écrasement du granite se manifeste dans sa structure et dans l'apparition de nombreux filonnets. Les minéraux du granite apparaissent en lentilles étirées : quartz en amande, orthoclase allongé souvent cerné d'une couronne blanchâtre albitique, plagioclases ocre-ternes. On observe un passage continu entre les phénomènes d'allongement des quartz et la naissance de petits filonnets. Ainsi passe-t-on au granite silicifié, parcouru de veinules blanchâtres sur quelques centimètres d'épaisseur. On observe souvent aussi un lacis parallèle de filonnets à remplissage de calcite, de quartz-chlorite ou d'épidote. Le granite est alors complètement haché de diaclases non minéralisées et parfois de failles à remplissage bréchique (glacier du Sais entre 2700 et 2800 m par exemple).

Cet écrasement est un phénomène tardif, probablement alpin, comme le prouve le fait qu'il affecte indifféremment le granite et les filons de microgranite, de "microsyénite" et de microdiorite qui le recoupent. Certaines aplites en filon semblent toutefois mieux résister à l'écrasement.

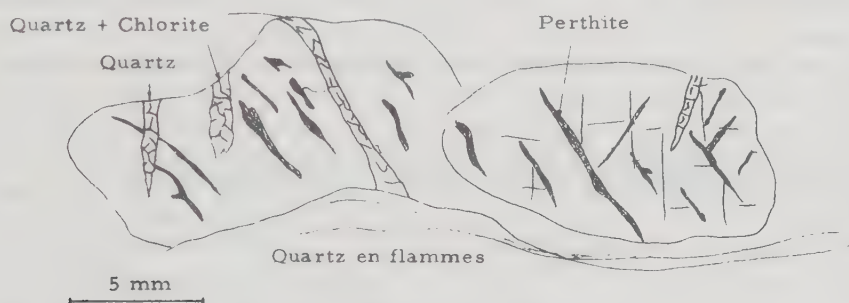


Figure 119 - Microcline perthitique tordu, cassé et cimenté par des filonnets de quartz-chlorite.

2/ Au microscope

Le granite est toujours écrasé. La taille du grain est un peu inférieure au centimètre, les minéraux suivants le composent (Pl. XLII, fig. 2) :

quartz	apatite
orthoclase	zircon
albite	(épidote)
chloro-biotite	(chlorite)
muscovite	

L'état d'écrasement du granite ne permet pas de l'analyser au compteur de points.

Le quartz apparaît en grandes plages allongées souvent composées d'une association de cristaux en lanières à pourtours engrenés voire granulés.

L'orthoclase est toujours très perthitique (fuseaux et taches) et laisse voir de façon inégale le quadrillage du microcline. Il est tordu, cassé, cimenté par des filonnets minuscules de quartz-chlorite ; ces cassures correspondent à des déplacements comme l'indiquent les discontinuités de macles de Carlsbad.

Le plagioclase, une albite An 8, est en règle générale tordu mais moins fragmenté que l'orthoclase. Son habitus original devait être subautomorphe ; il présente encore une zonation positive faible sur la couronne. Il est très important de remarquer que l'altération (séricitisation) du plagioclase est indépendante de l'intensité de l'écrasement : certaines roches très laminées (S.D32* par exemple) montrent des plagioclases à peine altérés. La séricitisation est un phénomène indépendant et antérieur au laminage probablement alpin du granite.

J'ai eu la possibilité dans quelques cas d'étudier la torsion et/ou la cassure des cristaux de plagioclase. Dans le cas de S.D32*, j'ai pu mesurer que l'effet conjugué de la torsion et de la cassure sur un même cristal primitif équivalait à une rotation pouvant atteindre 15° autour d'un axe contenu dans un plan perpendiculaire au plan d'écrasement du granite, c'est-à-dire dans le cas présent un plan horizontal et faisant avec le plan d'écrasement un angle d'environ 45° (Pl. XLII, fig. 3).

La chlorobiotite est soit une pennine à fantômes de biotite moins altérée, soit une chlorite très verte de néoformation qui peut avoir recristallisé sur d'anciens cristaux de biotite. Dans le premier cas, elle apparaît en flammes tordues, tachetées d'oxydes, disposées selon les joints sinueux de cette roche créés par l'écrasement. La muscovite lui est préférentiellement liée. Dans le cas de la chlorobiotite, au contraire de celui du plagioclase, l'altération paraît en partie liée à l'écrasement ; de plus, la chlorite très verte (et l'épidote) qui a cristallisé préférentiellement dans des filonnets sécants est typiquement liée à cet écrasement.

4 - LE PROBLÈME DU RAPPORT AVEC LE "GRANITE DES BANS"

On peut regretter que dans son étude des granites circonscrits de la partie orientale, Barbieri reste assez laconique dans sa présentation du granite des Bans (1970, p. 22 et 63 essentiellement). Il semble qu'il s'agisse d'un granite à grain moyen (0,5 à 1 cm) "à structure orientée cloisonnée", au gisement "en biseau limité par des failles". Une analyse chimique permet à Pêcher (1971) de rapprocher ce granite de celui du Bourg.

Dans la partie méridionale du massif du Gioberney, de part et d'autre de la branche sud-ouest du glacier de La Pilatte qui mène au col du Clot, affleure un granite où j'avais cru trouver le seul contact non tectonique du granite du Gioberney.

Au pied de la face sud de la Pointe Richardson, en bordure du glacier de La Pilatte, on passe de façon continue de gneiss très granitisés à septums et enclaves amphiboliques, au granite à l'Est, par l'intermédiaire de roches à débit aplitique, plus riches en quartz et plus leucocrates. Mais le trait particulier et caractéristique de ce granite réside dans la présence de nombreuses enclaves sombres. Ce phénomène se retrouve au Sud, dans le versant nord de l'épaule nord-ouest des Bans où l'abondance des enclaves est encore plus importante. Il s'agit de grandes enclaves arrondies atteignant parfois 1 m de diamètre, sans bordure de réaction, sans orientation. En s'éloignant du contact vers l'Est, la taille de ces enclaves diminue.

Quant au granite qui emballe ces enclaves, non porphyroïde, peu orienté, il se distingue nettement du granite du Gioberney notamment par sa composition minéralogique :

plagioclase	48 %	allanite	0,3 %
quartz	22 %	zircon	0,1 %
orthoclase	15 %	apatite	
chlorite	14 %	épidote	

myrmékites peu abondantes

(composition en volume obtenue par un comptage de 1000 points sur l'échantillon S.G46 du pied nord de l'épaule nord-ouest des Bans).

Cette composition se rapproche de celle donnée par Barbieri pour les variétés à grain fin (moins de 0,5 cm) des granites méridionaux de la partie orientale du Haut-Dauphiné : 40 - 28 - 25 - 7.

Bien que le grain soit légèrement plus grossier, l'analogie avec le granite du Bourg est frappante, jusque dans le développement important d'allanite accessoire (Pl. XXXVII, fig. 5).

Le plagioclase est une oligoclase andésine de forme rectangulaire, à nombreuses macles perpendiculaires, zoné de telle façon que l'écorce moins altérée est formée de plusieurs zones assez fines, concentriques et rectangulaires, tandis que le coeur plus altéré semble homogène.

Le quartz a tendance à former des cristaux ou groupes de cristaux à contours arrondis, à extinction roulante. On y trouve fréquemment des inclusions feldspathiques orientées de même façon, arrangement de type pegmatitique.

L'orthoclase sans quadrillage microclinique est perthitique (films fins, taches), poecilitique et amiboïde. Barbieri (1970) lui avait trouvé plus au Sud un indice de triclinicité de 73, un pourcentage de moles d'albite de 35.

La chlorite enfin, provenant d'une biotite totalement transformée est de type pennine, mélange de thuringite, pennine et clinocllore d'après les mesures faites par Barbieri en diffractométrie X dans le Sud. Elle possède de préférence un habitus rectangulaire mais cerne les plagioclases automorphes (texture cloisonnante). De l'épidote jaune peut s'insérer en filons entre deux clivages ou même envahir totalement le coeur du minéral. Enfin, il faut noter quelques rares cristaux de chlorite à contour d'amphibole automorphe.

Il n'y a pas de muscovite.

Il est donc probable qu'il existe, comme dans le cas du couple granite d'Orgières - granite de Turbat, un contact entre le granite des Bans et celui du Gioberney ; il pourrait passer dans la face sud de la Pointe Richardson. L'étendue des recouvrements glaciaires ne rend pas aisée sa localisation. Ce n'est d'ailleurs pas le seul problème qui reste à résoudre dans ce secteur : si le granite défini en S.G46 paraît bien être le granite des Bans et ressemble pétrographiquement et chimiquement (cf. ci-dessous C - IV) à celui du Bourg, l'abondance des enclaves n'avait jamais été signalée jusqu'ici. Observer leur développement dans le granite des Bans nécessite de parcourir le secteur de l'épaule nord-ouest des Bans, secteur particulièrement délicat et rarement parcouru (Devies et Laloue, voie 911 et variante 912).

Avec le massif granitique du Gioberney, nous avons atteint le coeur granitique du Haut-Dauphiné, ce coeur que P. Termier avait délimité et défini sous le vocable de "granite du Pelvoux". Les centaines de kilomètres carrés de cet énorme massif granitique n'ont encore jamais fait l'objet d'une étude systématique d'ensemble. Je n'ai pas eu non plus le loisir de m'y attarder, mais il m'est fréquemment arrivé de le parcourir à l'occasion d'études sur la série cristallophyllienne encaissante.

Sur le versant Romanche, c'est-à-dire occidental, du massif, Özocak (1965) a distingué quatre variétés de granite :

- 1/ Granite de la Bérarde
- 2/ Granite porphyroïde des Etages

- 3/ Granite porphyroïde à très gros grain du Graou
- 4/ Microgranite du Cray.

J'essaierai ci-dessous en utilisant les mêmes coupures, de compléter les descriptions de certaines variétés, augmentant au besoin leur aire d'affleurement, sans toutefois m'étendre sur les deux dernières que j'ai peu observées :

- VI - Le granite des Etages
- VII - Les granites de La Bérarde et du Promontoire
- VIII - Le granite du Graou et le granite du Cray.

VI - LE GRANITE DES ÉTAGES (Pl. XLIII)

1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1/ Extension (Pl. XLIII, fig. 1)

Reconnu et isolé comme tel par Ozocak (1965), ce granite affleure sur une étendue d'une vingtaine de kilomètres carrés de part et d'autre du moyen Vénéon (feuille au 20.000e de Saint-Christophe-en-Oisans n° 2 et 4). Il a une forme massive grossièrement allongée selon une direction NNW-SSE.

2/ Morphologie

Ce massif apparaît en creux, profondément entaillé par le Torrent est-ouest du Vénéon et son affluent méridien du Vallon des Etages. A l'égal du granite de Turbat, ce granite forme peu de sommets ; il dépasse même rarement la cote 3100. A hauteur des Etages, on peut admirer les magnifiques formes d'érosion qu'il a acquises, s'élevant en marches d'escalier raides sur les deux rives du Vénéon (*).

3/ Lieux d'observation

Le plus facile d'accès n'est autre que la route de La Bérarde tracée au milieu des blocs écroulés de ce granite entre le paravalanche jusque 2 km en aval de La Bérarde.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE

Dans la partie nord, le granite des Etages est entouré de formations granitiques : à l'Est le granite de La Bérarde, au Nord le microgranite du Cray, à l'Ouest le granite très orienté de Champhorent (appelé granite d'anastexie par Ozocak (1965, p. 37-38), ceux-ci sont difficiles à repérer ; seul le contact occidental serait assez tranché et souligné par une grande enclave amphibolique hectométrique allongée parallèlement au contact.

En fait on peut observer un passage très progressif du granite aux gneiss injectés de Champhorent depuis l'entrée de la galerie paravalanche de la Combe de Piéméant jusqu'à l'entrée du tunnel de Champhorent. Il s'agit d'alternances de bandes granitiques et de septums gneissiques voire amphiboliques sensiblement verticaux ; ces derniers augmentent d'importance vers l'Ouest tandis que le granite devient de plus en plus orienté et perd totalement son caractère porphyroïde. Les bandes granitiques sont grossièrement parallèles aux septums de gneiss et à la foliation de ceux-ci ; mais il peut arriver, notamment pour les bandes amphiboliques du paravalanche qu'elles

(*) Mais contrairement à ce que pensait Ozocak, le nom de ce hameau ne doit rien à cette morphologie ; il dérive du latin "stagia" : les maisons (Rousset, communication personnelle).

soient tronquées et emballées de granite ; il arrive également que les gneiss soient plissés en grands plis métriques que n'accompagne pas l'orientation du granite. Enfin, vers l'Ouest, les manifestations granitiques prennent un aspect de plus en plus varié avec une multitude d'occurrences d'aprites diverses, voire de pegmatites.

Plus au Sud, le contact passe en contrebas de la crête Pointe Jeanne - Tête des Fétoules, sur le versant du vallon des Etages. C'est un contact tectonique (Pl. XLIII, fig. 3).

Dans le Sud, enfin, j'ai pu rapidement étudier le contact d'un granite avec les gneiss de la Pointe du vallon des Etages qui le cernent. Plus leucocrate, moins orienté, s'agit-il du même granite ? Une étude des affleurements continus du vallon des Etages permettrait de savoir s'il y a passage continu ou non depuis le granite des Etages. En tout cas, le contact se fait ici de façon franche avec les gneiss de la Pointe du vallon des Etages ou de Clot-Chatel. Tandis que le contact des seconds a été découpé par la tectonique cassante ultérieure (fig. 121) les gneiss de la Pointe du vallon des Etages semblent reposer de façon concordante sur le granite avec un léger pendage vers le Sud (Pl. XLIII, fig. 2 et 4) ; toutefois, on remarque de loin de grandes apophyses de granite leucocrate qui pénètrent la masse sombre des gneiss, avec une pointe dirigée vers le Nord, comme s'il y avait eu écaillage des gneiss au moment de la mise en place du granite. Quant aux gneiss, ce sont des roches à gros lits leucocrates souvent biseautés, de 4 à 5 mm d'épaisseur, séparés par des lits riches en chlorite à grain très fin. On y observe de nombreux replis.

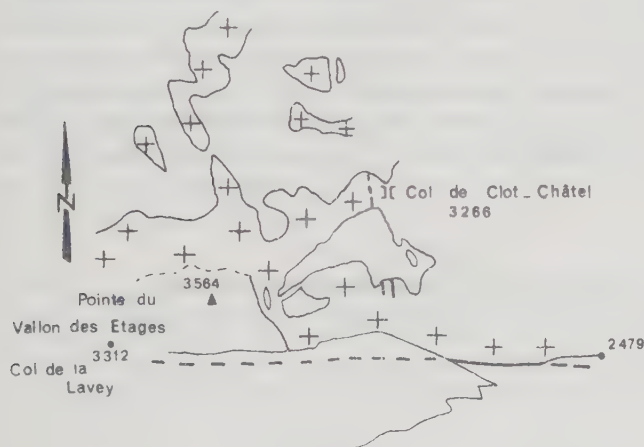


Figure 120 - Carte géologique du granite dans la région du col de Clot-Chatel (cf. Pl. XLIII, fig. 2 et 4).

La pointe sud du massif est tronquée par la grande faille du glacier de l'Ane qui fait sentir ses effets à l'intérieur du granite sur plusieurs dizaines de mètres (fig. 120).

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1/ Macroscopique

Le granite des Etages ainsi que l'a décrit Özocak est une roche de teinte bleu verdâtre à micas assez abondants, plus ou moins porphyroïde et plus ou moins orientée. Les porphyroblastes d'orthoclase ne sont jamais très abondants ; disséminés dans la roche ils peuvent atteindre 5 cm et plus mais sont généralement centimétriques avec un habitus plutôt elliptique ; ils ont tendance à s'aligner sur l'orientation du granite.

L'abondance des enclaves est un trait caractéristique de cette roche ; leur taille varie du centimètre à l'hectomètre. Elles sont essentiellement amphiboliques et à grain fin. Elles s'allongent de préférence selon l'orientation du granite et sont fréquemment soulignées par le développement dans le granite de porphyroblastes allongés parallèlement à leur bordure sur quelques centimètres. On observe tous les intermédiaires entre l'enclave à grain fin à bordure nette et la tache sombre à l'intérieur du granite : la granitisation s'effectue par blastèse d'orthoclase dans l'enclave.

2/ Microscopique

On reconnaît les minéraux suivants au microscope :

	<u>D. W21*</u>	<u>Özocak</u>		<u>D. W21*</u>	<u>Özocak</u>
quartz	33	48	épidote		
microcline	21	17	clinozoïsite		
albite	36	30	apatite	0,3	-
chlorite (biotite)	9	8	(sphène)		
muscovite	0,5	-	zircon		
			(calcite)		
			minerais	0,1	-

Les pourcentages en volume ont été calculés sur un comptage de 1000 points de l'échantillon D. W21* (bordure occidentale). J'ai également reporté dans la deuxième colonne les chiffres donnés par Özocak (p. 38).

L'habitus des différents minéraux serait semblable à celui du granite de Turbat s'ils n'avaient pas été affectés par des mouvements tectoniques. Sans aller jusqu'à l'écrasement du granite de Gioberney, le quartz présente des bordures souvent "granulées", le microcline est particulièrement perthitique (exolutions en partie liées aux contraintes subies par le cristal), ses contours ont tendance à s'arrondir, l'albite (An 6-9) est souvent tordue, la biotite est totalement altérée en chlorite, avec exsudation de fuseaux d'épidote en granules selon les clivages. Plus on s'approche de la bordure occidentale du granite, plus ces caractères d'écrasement sont marqués. Apparaissent alors (D. X11*, D. X12*) des lits schisteux formés de produits micacés et d'épidote qui donnent à la roche un aspect d'orthogneiss. Se développent également des phénomènes liés à une tectonique postérieure tels que de très nombreux filonets à quartz, quartz-chlorite, calcite.

Par ailleurs, il faut distinguer la séricitisation des plagioclases de leur muscovitisation ultérieure. La première très générale, semble facilitée par la proximité des cristaux de biotite-chlorite ; lorsque celle-ci pénètre

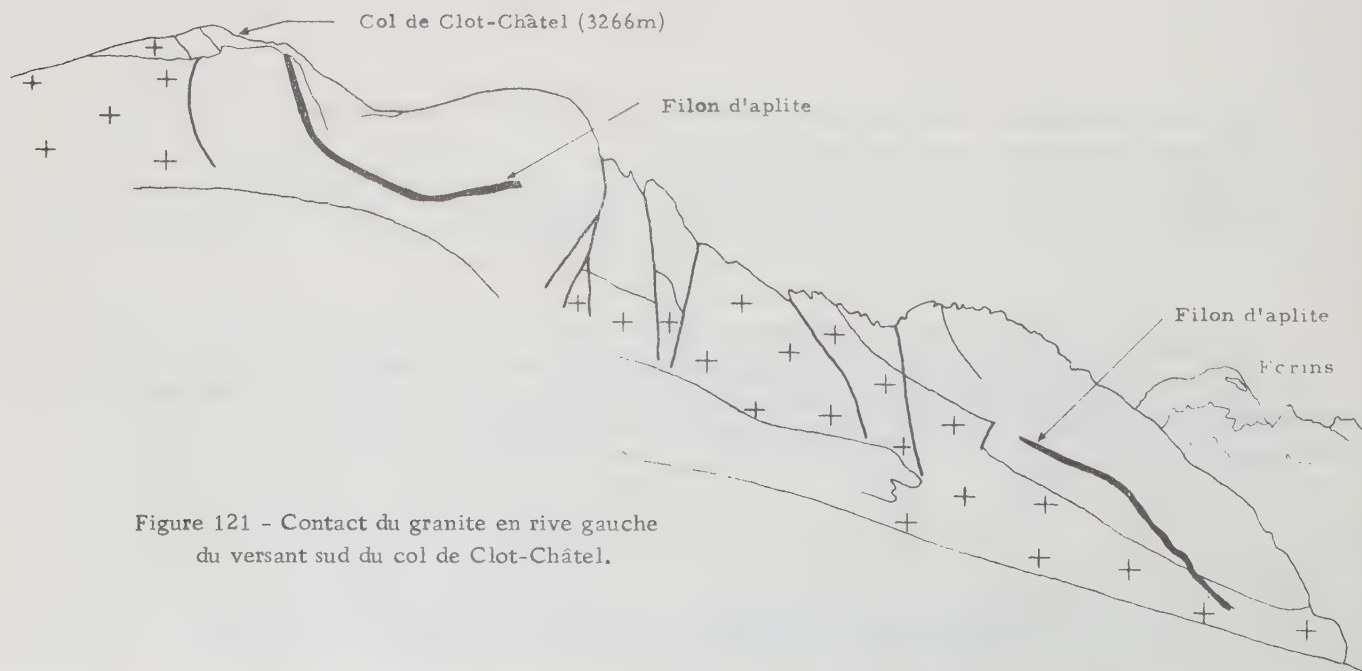


Figure 121 - Contact du granite en rive gauche du versant sud du col de Clot-Châtel.

un cristal de plagioclase, elle a tendance à se "dissoudre" dans le plagioclase en ne laissant que des traînées de grains d'épidote et de vermicules de chlorite. La seconde fait apparaître des cristaux parfois millimétriques de muscovite à l'intérieur du plagioclase ; enfin, il apparaît de-ci de-là de petites plages de calcite sans forme (Pl. XLIII, fig. 5).

Le contact entre feldspath potassique et plagioclase peut se faire de façon parfaitement continue : tour à tour le quadrillage du microcline puis les perthites du microcline disparaissent ; dans la plage unie qui en résulte les macles polysynthétiques du plagioclase naissent peu à peu, puis la séricitisation apparaît. Dans d'autres cas, le contact est net ; il est parfois souligné par des bourgeons myrmékitiques (0,5 %).

L'orientation de la roche, l'hétérogénéité du grain et l'importance des réactions secondaires entre minéraux rend évidemment assez aléatoire l'estimation de la composition minéralogique de ce granite.

3/ Les enclaves

J'ai relevé deux types d'enclaves, toutes deux à grain fin, les premières surmicacées, les secondes amphiboliques.

Les premières ont un grain de l'ordre du dixième de millimètre ; elles comportent un assemblage équant et isogranulaire de tous les minéraux du granite, mais l'abondance des micas et de l'épidote est bien plus importante. Le plagioclase séricitisé est indéterminable.

Les secondes (D. W22* par exemple) ont un grain de l'ordre de quelques dixièmes de millimètre. La hornblende verte très abondante, peut composer la moitié de la roche. Ses cristaux sont généralement plus grands que ceux du fond de la roche, et elle forme dans certains cas (D. W22* notamment) des couronnes autour de petits yeux limpides et millimétriques de quartz. Le microcline semble rare tandis que les plagioclases sont totalement altérés. Le sphène est abondant.

4/ Le granite du col de Clot-Chatel (fig. 120 et Pl. XLIII, fig. 4)

La petite course que j'y ai effectuée sous le mauvais temps ne m'a pas permis d'observer tous ses caractères. Il semble posséder comme aux Etages de nombreuses enclaves (enclave amphibolique 10 x 50 m à l'altitude 3050 environ, plein Sud du col de Clot-Chatel). Sa composition minéralogique est la suivante :

quartz	42	%	apatite
microcline	29	%	zircon
albite	24	%	épidote
biotite	3	%	sphène ?
muscovite	0,8	%	opaques
myrmékites	0,9	%	

VII - LES GRANITES DE LA BÉRARDE ET DU PROMONTOIRE

1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1/ Extension

"L'extension du granite de La Béarde semble assez vaste depuis La Béarde" (Özocak, 1965, p. 29). Le parcours des itinéraires de montée au refuge du Promontoire et de La Pilatte et l'étude des quelques échantillons géochimiques rapportés semble corroborer ce qu'avait écrit Özocak.

Ainsi s'agirait-il d'un même granite affleurant largement dans la haute vallée du Vénéon au Sud et formant la majeure partie du vallon des Etançons au Nord de La Bérarde. Dans cette direction, il se poursuivrait jusqu'à la vallée de la Romanche (rive droite du torrent de La Meije) en passant en tunnel sous la Meije (feuilles au 20 000e de Saint-Christophe-en-Oisans n° 2, 3 (6 et 7), La Grave n° 6 et 7). Vers l'Est (haute vallée de la Romanche) ce massif semble se continuer dans le massif de Roche-Méane (torrent du Clot des Cavales, glacier de la Plate des Agneaux) dont l'étude commencée par Barbieri (1970) est poursuivie par Pêcher.

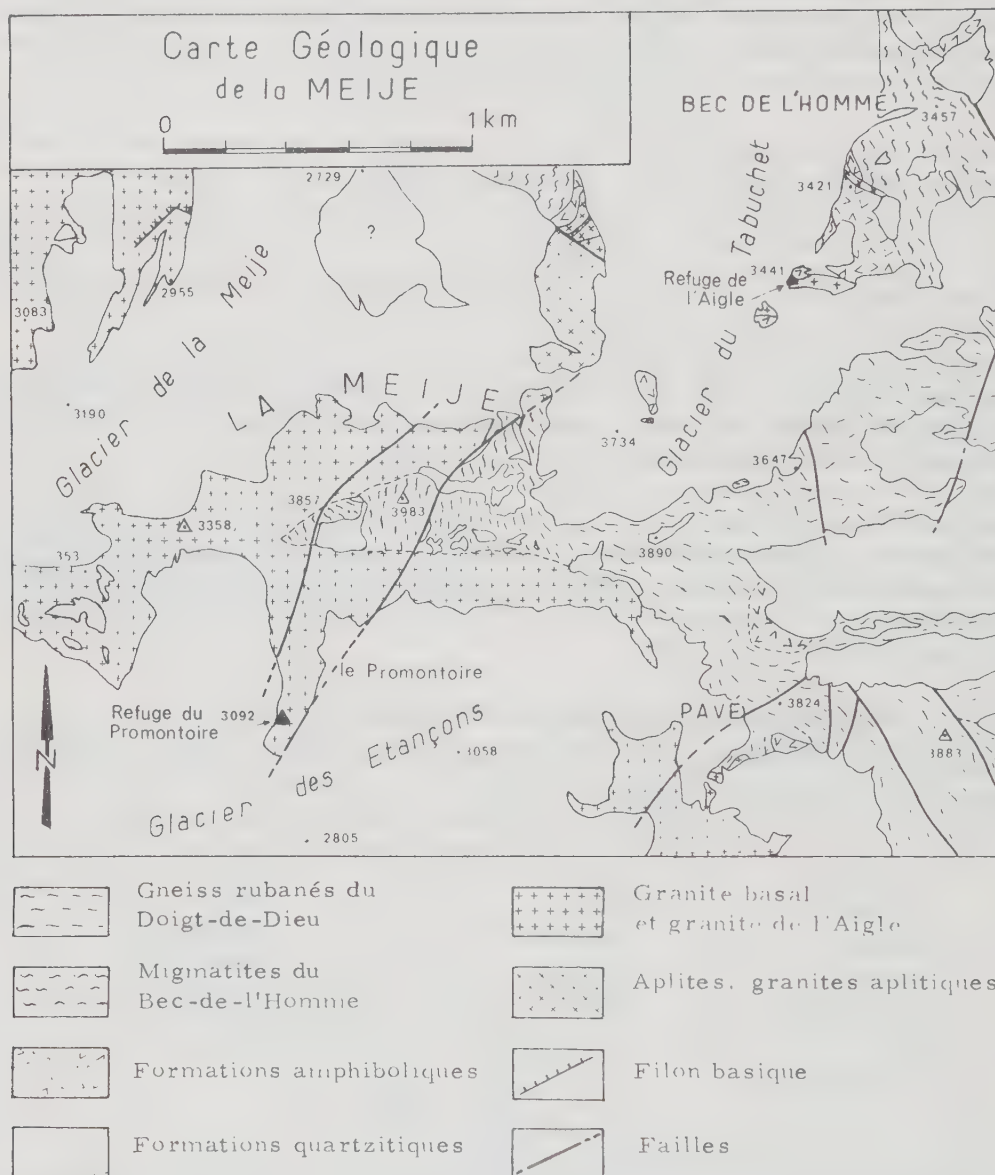


Figure 122 - Carte géologique de La Meije (Le Fort et Pêcher, 1971 a).

2/ Morphologie

Installé au coeur du Haut-Dauphiné, ce granite possède le modelé le plus typique de cette région. Surmonté de masses plus ou moins importantes de gneiss granitisés (Meije, fig. 122 et 123, Plaret-Gény, Aiguille de La Bérarde - Cime de Clot Chatel par exemple), ce granite a vu s'installer en son coeur un modelé en auge glaciaire d'une très grande harmonie : les vallées sont larges, profondes et allongées, rarement coupées de barres. Depuis le retrait glaciaire, les parties hautes sont occupées par des moraines, tandis que le reste du vallon se tapisse peu à peu de grandes nappes d'éboulis.

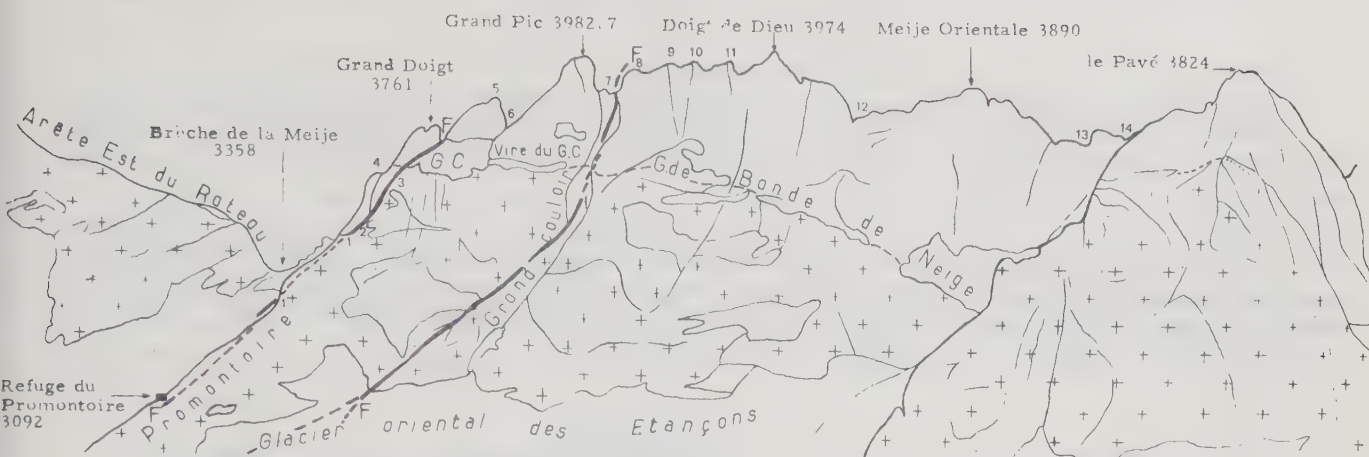


Figure 123 - Le contact du granite du Promontoire dans la face sud de La Meije (d'après un cliché J. Biju-Duval pris de la pointe des Aigles). On voit le tracé très régulier du sommet de ce grand batholite. Les chiffres toponymiques renvoient à un article antérieur (Le Fort et Pêcher, 1971 a).

3/ Lieux d'observation

La Bérarde est évidemment le point de départ tout indiqué pour l'étude de ce granite. Les sentiers que l'on peut y emprunter sont nombreux et excellents.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE

Les grandes lignes du cadre géologique de ce granite ont fort bien été exposées par Özocak (p. 31, 33 - sauf le 4/ qui concerne le granite de Lauranoure et non celui de La Bérarde). Le contact du granite avec la série encaissante peut s'observer dans le chafnon Cime de Clot-Châtel - Grande Aiguille de La Bérarde, à une altitude croissante du Nord au Sud, dans le chafnon Rouget-Plaret (fig. 124) à une altitude croissante en sens inverse, selon le schéma donné par Özocak et non celui de Bellair (fig. 44-45 notamment où le Rouget apparaît en gneiss); enfin il se suit dans toute la face sud de La Meije (Le Fort et Pêcher, 1971).

Le contact recoupe à l'emporte-pièce les roches cristallophylliennes encaissantes, même si celles-ci montrent une tendance à accorder leur plan de foliation avec celui du contact. Le contact, dans l'ensemble très régulier, est interrompu par des apophyses granitiques arquées qui pénètrent dans la série cristallophyllienne; le versant WSW du Plaret en fournit un bon exemple.

L'action du granite sur les terrains encaissants est nulle ou faible. Nulle semble-t-il dans le cas de La Meije, faible dans le cas où apparaissent de petites biotites brun-rouge néoformées, non orientées (Özocak sans précision de lieu).

Par contre, à l'intérieur du granite, l'approche du contact semble se traduire par une variation de grain (mais pas de chimisme) les zones à grain fin ne paraissent pas avoir de limite franche avec le faciès grenu normal.

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1/ Macroscopique

C'est un granite équant, très leucocrate, "pauvre en minéraux phylliteux représentés le plus souvent par la chlorite" et où le quartz très abondant possède un habitus plus ou moins arrondi très typique de ce granite (Pl. XLI, fig. 3).

La taille du grain est variable, couramment comprise entre 0,5 et 1 cm. "Vers les bordures du granite on peut noter que la structure grenue devient aplitique ou microgrenue" (Özocak, p. 29) (Tête de l'Aure, Roche Blanche, combe de Pierre Noire). Ces variétés à grain fin, voire microgranitiques se retrouvent dans le massif de Roche-Méane (Barbieri) ou du Promontoire (Le Fort - Pêcher).

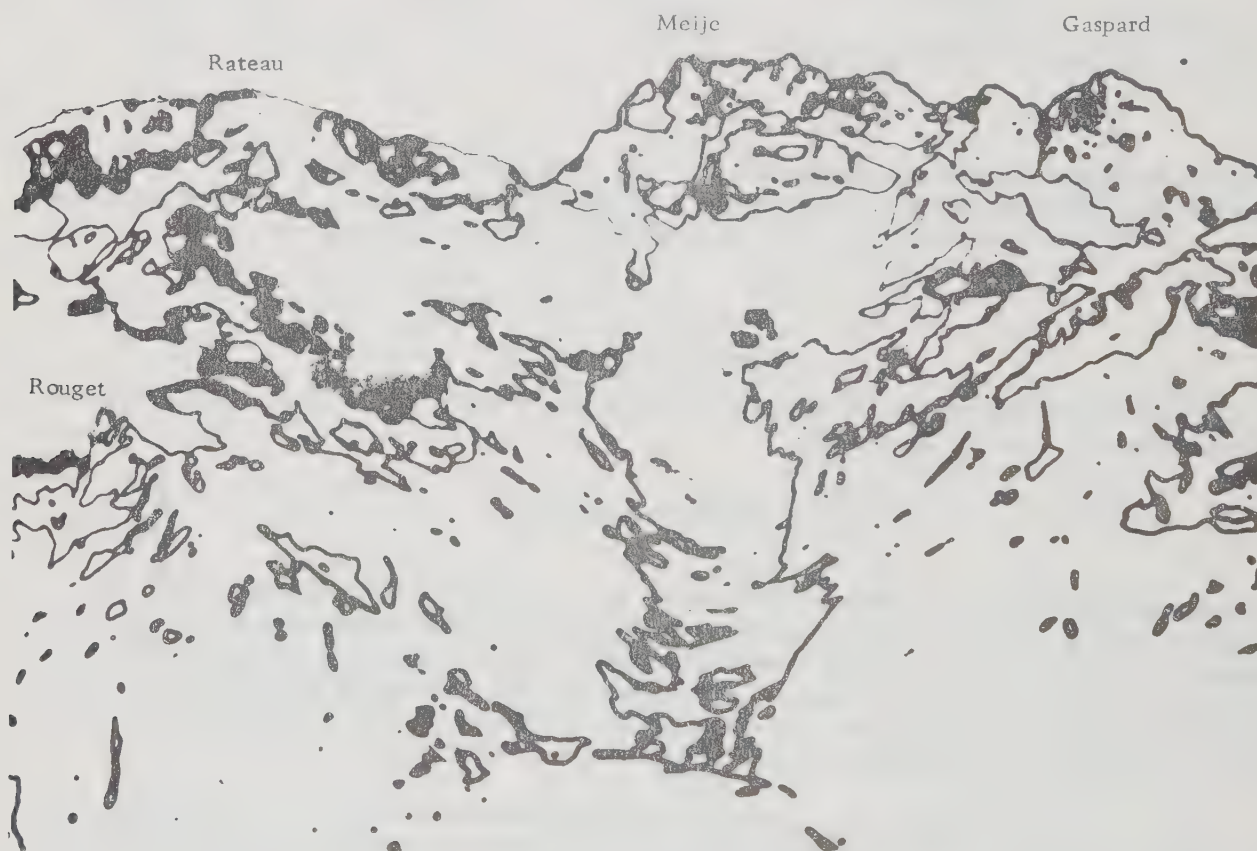


Figure 124 - Le vallon méridien des Etançons et la crête Râteau-Meije-Pic Gaspard d'après une photo prise depuis le Sud en avion. La belle auge glaciaire des Etançons est taillée dans la masse homogène du granite de La Bérarde-Promontoire qui forme la majorité des affleurements visibles. Il ne subsiste plus que quelques lambeaux des gneiss encaissants tels que l'arête Meije-Gaspard et, sur la gauche, l'arête Rouget-Plaret.

Le granite présente une grande variété de coloration. Sa patine fonction de l'altitude, de la raideur de la pente et de l'exposition prend parfois une teinte rousse (Rouget). Dans la masse, on peut distinguer deux grands types : le type blanc à peine moucheté de petites paillettes de biotite-chlorite (S.A31*), et le type polychrome dans lequel un phénomène mal connu d'altération isochimique colore en rose-lie de vin les orthoclases tandis que les plagioclases sont d'un beau vert opalin ; les grains de quartz ont un aspect mielleux (S.C42*, D.P51*, G.N1A* ...).

Les enclaves sont rares dans ce granite mais souvent de grandes tailles. Ce sont essentiellement des enclaves de nature amphibolique.

Un trait caractéristique de ce granite est son débit par des diaclases peu inclinées vers le Sud, en grands bancs décamétriques qui, de loin, ressemblent à des bancs de calcaire massif. Les deux flancs du Vallon des Etançons sont ainsi typiquement marqués par de grandes vires plongeant de 30 à 45° vers le Sud ; le célèbre Promontoire de La Meije suit à peu près l'une de ces surfaces. Plus au Sud, le pendage de ces plans diminue pour finalement s'inverser en rive gauche du Vénéon ; ils dessinent donc à l'intérieur du granite une immense cuvette synclinale très ouverte, d'axe E-W sensiblement. Ce phénomène est probablement à mettre en relation avec les mouvements alpins ; il s'agirait là d'un effet caractéristique des déformations souples qui ont affecté le massif cristallin à cette époque. Les déformations cassantes sont représentées par les innombrables surfaces de friction et de laminage, par les zones bréchifiées qui affectent le granite, ainsi que par les filonnets à remplissage de quartz-chlorite-épidote-calcite-zéolite (stilbite de l'arête ouest de La Meije) qui le recoupernt.

2/ Microscopique

La composition minéralogique du granite de La Bérarde - Promontoire est la suivante :

	Le Fort		Özocak			Le Fort	
	S.A31*	G.P12*				S.A31*	G.P12*
quartz	33	32	41,6	29	épidote		
microcline	23	29	23	36	apatite		
albite	41	37	28	31	zircon		
chlorobiotite	2,6	2	5	2	allanite		
muscovite	0,1		1,4	1,3	opaques (pyrite notamment)	-	0,1
myrmékite	0,7	-					

Les pourcentages en volume donnés ont été établis pour les deux premières colonnes sur les échantillons S.A31* (Plan du Carrelet) et G.P12* (Promontoire à grain fin) avec un comptage de 1000 points. Les deux colonnes de droite correspondent aux chiffres donnés par Özocak pour le granite polychrome et le granite blanc. En fait, ces pourcentages ont surtout une valeur indicative : outre les erreurs d'attribution qu'il ne faut pas négliger, ce granite présente à l'échelle de la lame mince une hétérogénéité notable. Le tableau ci-dessous montrant les répartitions de fréquence entre minéraux pour 100 ou 200 points (échantillon S.A31*) illustre ce fait :

quartz	38	44	24	23,5	42	26	24	33	(*)
microcline	18	13	30	44	15,5	24	12	23	
albite	38	40,5	36	31	41	47	60	41	
chlorobiotite	4	2	7	1,5	1,5	2	3	2,6	
muscovite	0	0,5	0	0	0	0	0	0,1	
myrmékite	2	0	3	0	0	1	1	0,7	

(*) la dernière colonne donne la moyenne sur 1000 points.

Rappelons que le quartz se présente en grandes plages dont l'extinction est plus ou moins roulante selon le degré d'écrasement de la roche.

L'orthoclase est poecilitique, très perthitique (perthites souvent maclées) ; il s'agit de microcline (indice de triclinicité de 80 pour S.C42*, fig. 125) souvent quadrillé. Le plagioclase est une albite (An 5-9) souvent mais faiblement zonée positivement ; il présente de façon habituelle une couronne limpide au contact de l'orthoclase. La biotite est presque toujours totalement chloritisée.

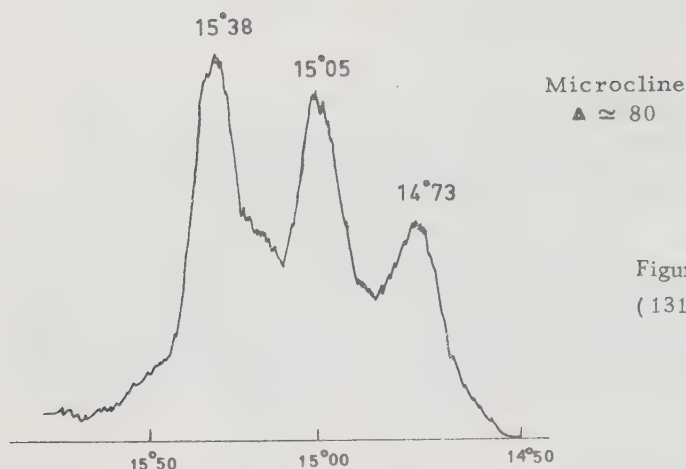


Figure 125 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) d'un feldspath potassique du granite de La Bérarde. (S.C42*).

avec exsudation de granules d'épidote. La muscovite est rarement abondante, elle forme quelques cristaux épars reprenant la chlorite ou s'associant aux feldspaths. Les minéraux accessoires sont très peu abondants.

VIII - LE GRANITE DU GRAOU ET LE GRANITE DU CRAY (Pl. XLIV)

Le cirque du Soreiller, au Nord des Etages, est un lieu de prédilection pour l'étude des granites. Nous avons déjà vu que le granite des Etages le borde au Sud tandis que celui de La Bérarde forme sa partie orientale. Deux autres granites y affleurent encore (Özocak) : celui du Graou, porphyroïde, à porphyroblastes de feldspaths parfois décimétriques et celui du Cray à grain très fin.

1 - LE GRANITE DU GRAOU

Le granite du Graou semble être une variation locale du granite des Etages, avec hypertrophie des porphyroblastes, mais le passage à ce dernier se fait de façon tectonique au col du Graou. Le granite du Graou affleure sur près de $1/2 \text{ km}^2$ à la Tête du Graou. Vers le Nord, il se prolonge plus loin que ne l'a indiqué Özocak, traversant le glacier du Plat vers 2900 et se terminant en coin sur sa rive droite. Là le granite montre à sa base un beau contact à tendance concordante avec des gneiss plus ou moins amphiboliques (Pl. XLIV, fig. 2) ; le tout a été violemment écrasé et par la suite probablement fauché vers l'Ouest.

2 - LE GRANITE DU CRAY

Le granite du Cray forme une énorme masse grossièrement circulaire au milieu du crique du Soreiller (plus de 4 km^2). Quelques phénocristaux de quartz et de feldspath l'ont fait appeler microgranite par Özocak. En fait il s'agit pour l'essentiel d'un granite aplitique de grain fin à très fin (quelques dixièmes de millimètre) (Pl. XLIV, fig. 1 et 2). Il présente assez souvent de façon très dispersée de petites boules d'environ 5 mm de diamètre, remplies de matière micacée verdâtre qui pourrait correspondre à une altération d'anciens cristaux de cordiérite. La muscovite toujours abondante et bien visible se présente parfois sous forme d'association en rosette. L'abondance de la biotite semble variable. On rencontre parfois de petits cristaux de grenat rose.

Özocak décrit le contact de ce granite avec ceux des Etages et du Graou comme prouvant la postériorité du granite du Cray. Lors de la seule course que j'y ai faite en descendant de l'Aiguille du Plat de la Selle, je n'ai pas su me prononcer, inclinant tour à tour pour l'antériorité de l'un ou de l'autre. De toute façon, l'intérêt que présente cette zone pour l'étude des granites nécessiterait une étude plus poussée.

IX – LE GRANITE DU GRUN DE SAINT-MAURICE (Pl. XLV)

1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1/ Extension

Le granite du Grun, du nom du sommet très individualisé qui domine Saint-Maurice-en-Valgaudemar de ses 2776 m et sur les pentes duquel je l'ai observé, forme probablement un grand massif. Toutefois, il n'affleure que peu et uniquement sur la bordure de la zone étudiée, dans un secteur assez rébarbatif d'accès (Pl. XLV, fig. 1).

D'après P. Termier dont le tracé sur la carte géologique au 80 000e de Briançon est malheureusement imprécis, ce massif s'étendrait en continuité sur 9 km vers le Nord, recoupant le Valbonnais en aval du Désert en Valjouffrey. Sa superficie serait d'une trentaine de kilomètres carrés.

Sur la carte au 20 000e de Saint-Bonnet n° 4, il affleure sur environ 3 km à la bordure nord de la feuille. C'est de cette zone qu'il sera essentiellement fait état dans tout ce qui suit (fig. 126).

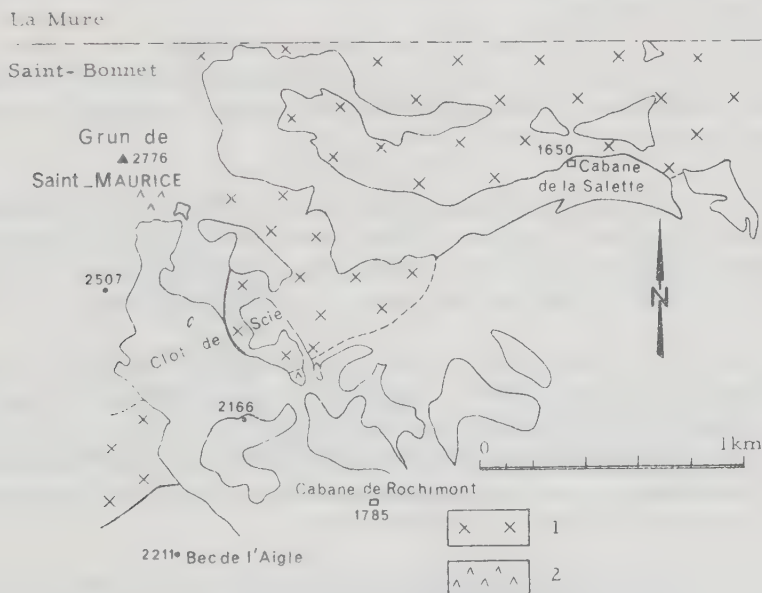


Figure 126 - Carte du granite du Grun, limitée au Nord par le bord de la feuille au 50 000e de Saint-Bonnet.
1 : granite du Grun ; 2 : zones amphiboliques.

2/ Morphologie

L'érosion a sculpté ce granite de façon très massive ; le Grun de Saint Maurice apparaît ainsi comme une énorme pyramide, point de jonction de cinq longues arêtes courbes déterminant entre elles des vallons. L'altitude insuffisante des premiers sommets cristallins qui dominent directement la plaine du Drac les a dégarni depuis longtemps de leurs glaciers ; les vallons sont ainsi envahis d'interminables champs de dépôts morainiques.

3/ Lieux d'observation

J'ai parcouru sur la feuille de Saint-Bonnet les deux voies d'accès les plus faciles ; d'abord le sentier qui depuis Saint-Maurice-en-Valgaudemar (1000 m) atteint la Cabane de la Salette (1650 m), ensuite le sentier qui de l'Esparcelet (1330 m) va se perdre dans les pentes du Bec de l'Aigle d'où l'on peut atteindre le grand vallon sud du torrent de la Meule ou "Clot de la Scié" (vers 2200 m).

2 - QUELQUES OBSERVATIONS SUR LES BORDURES DU MASSIF (*)

Le granite du Grun apparaît au milieu de terrains gneissiques et migmatitiques. Les contacts ne sont pas visibles de loin , aussi, parti à leur recherche sans aucune indication n'en ai-je pas observé beaucoup.

Le seul contact non tectonique qui a pu être observé est celui qui passe en rive gauche du Clot de la Scié vers 2160 m. Juste au-dessus d'un petit collet, on peut observer que le granite s'arrête sur une trentaine de mètres, environ, contre une formation de type quartzitique à grain fin, amphibolique par endroits. Cette formation ne subsiste plus qu'à l'état d'enclaves de taille variée (centimétrique à métrique essentiellement), à structure agmatitique, emballées par des masses granitiques, des filons aplitiques ou des bouffées pegmatitiques qui semblent issues du granite et ne tiennent aucun compte de la foliation des enclaves (Pl. XLV, fig. 2). Certaines de ces enclaves ont des limites relativement floues, d'autres les ont plus nettes sans que cette limite soit pour autant soulignée par un quelconque liseré réactionnel. Les masses granitiques issues du granite n'en diffèrent que par l'absence presque totale de porphyroblastes.

Plus à l'Est, ce contact semble se poursuivre dans des formations variées où dominent des gneiss à deux micas à ocelles feldspathiques disséminées, de quelques millimètres de long. Le pendage de ces formations semble tout à fait indépendant de la proximité du contact.

Sur l'arête sud du Grun, existe une curieuse passée de ce granite. Elle débute brusquement à 2195 m sur une faille méridienne et verticale. Quelques 300 m plus au Nord, on retombe d'une façon difficilement compréhensible, tant la roche est pourrie, dans un granite migmatitique sans porphyroblastes, à structure équante et schlie-rens gneissiques : peu à peu la roche se charge de plus en plus en passées gneissiques.

Aussi incomplètes que soient ces observations, il faut encore insister sur l'état de la fracturation et d'écrasement des roches de ce secteur. Ce sont des accidents tardifs dont les principaux sont liés soit aux sutures sédimentaires connues dans cette région (par exemple suture triasico-liasique que j'ai découverte à "Pierre Noire", à l'Ouest de Saint-Maurice-en-Valgaudemar), soit à l'écaillage de bordure du massif cristallin qui repose sur le sédimentaire. L'un de ces écaillages fait justement reposer la bande granitique de l'arête sud du Grun sur les amphibolites corticales qui dominent l'Esparcelet (cf. Tectonique).

3 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1/ Macroscopique (Pl. XLV, fig. 3 et 4)

Le granite du Grun apparaît sur le terrain comme un granite porphyroïde généralement écrasé, à chlorite et mica blanc pas toujours visible. Sa teinte est claire, verdâtre ; il forme des éboulis qui se remarquent par leur blancheur. Les grands feldspaths potassiques sont soit rectangulaires, soit plus souvent arrondis ; ils atteignent souvent une longueur de plusieurs centimètres, voire de plus de 10 cm. Le quartz forme des amas grossièrement globulaires de quelques millimètres. Il apparaît toujours un mica verdâtre (chlorite) auquel se joint un mica blanc, tous deux disséminés sous forme de petits trabécules dans la roche ; l'abondance des micas n'est jamais grande, elle varie toutefois d'un secteur à l'autre.

(*) Ce granite, dénommé "granite porphyroïde", a été daté par Storet (1968). La méthode plomb total sur les zircons lui a donné un âge de $370 \text{ Ma} \pm 19$ comparable à l'âge obtenu pour le granite des Sept-Laux (Chaux-de-Fonds).

Le granite est rarement sain. Il est généralement affecté par une cataclase plus ou moins poussée. Dans certains cas apparaît une linéation selon laquelle s'allongent les minéraux blancs ; le granite peut alors prendre un aspect de gneiss oillés.

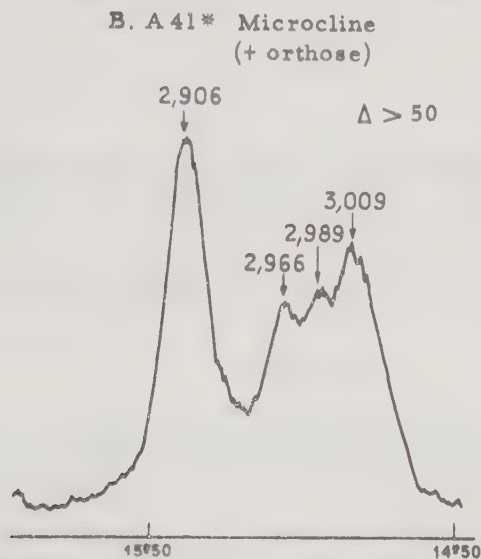


Figure 127 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) d'un feldspath potassique du granite de Grun.

2/ Microscopique

Le granite porphyroïde du Grun montra la composition minéralogique suivante :

quartz	apatite
orthoclase	zircon
albite	
chlorite	
muscovite	

La granulométrie trop grossière et trop hétérogène ne permet pas d'effectuer des mesures de comptage de points valables.

Le quartz apparaît en cristaux à contours plutôt arrondis, à extinction roulante, plusieurs individus s'associant dans une plage plus vaste à contour grossièrement elliptique.

Les porphyroblastes d'orthoclase sont toujours très perthitiques (chess board perthites notamment) ; le quadrillage du microcline apparaît fréquemment ; la macle de Carlsbad est habituelle. Ils sont toujours poecilites, englobant essentiellement des cristaux automorphes de plagioclase (Pl. XLV, fig. 5).

Celui-ci est une albite (An 5-10) plus ou moins séricitisée, parfois légèrement zonée en son coeur (zonage positif). L'habitus automorphe est fréquent mais non général.

La chlorite (pennine) présente de préférence un habitus rectangulaire. Il est exceptionnel de rencontrer des restes des cristaux de biotite dont elle provient. Les nombreuses inclusions d'opakes, épidote, sagénite qu'elle contient montrent qu'il s'agit d'une chlorite d'altération et non d'une chlorite de néoformation.

La muscovite est à peu près aussi abondante que la chlorite avec laquelle elle forme des nids ou de petits lits contournés de peu d'extension. Elle apparaît également de façon caractéristique dans les plagioclases sous forme de fines baguettes très allongées le long des clivages ou macles de ce dernier (Pl. XLV, fig. 6).

C — CONCLUSIONS D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES

I — MINÉRALOGIE SOMMAIRE DES GRANITES : QUELQUES TRAITS PRINCIPAUX

1 — QUARTZ

Aucune étude particulière n'a été menée sur ce minéral. Son abondance varie dans de larges limites (de 10 % à plus de 40 %), mais surtout, dans les variétés les plus acides, il prend un habitus globulaire qui mime parfois l'aspect des quartz rhyolitiques.

D'autre part les plages de quartz sont généralement limpides et peu cassées ; une véritable granulation du quartz n'apparaît que rarement et de façon timide (sauf pour le granite du Gioberney, mais on sait qu'il est situé au voisinage du grand linéament de La Pilatte). Mais, même dans ce cas, la fragmentation du quartz en une multitude de petits cristaux déchiquetés ne doit pas être confondue avec la véritable granulation que l'on observe dans le granite du Mont Blanc. "Caractéristique de ce dernier granite, le quartz granulé Q_2 est isométrique, à extinction peu ou pas ondulante" (Poty, 1967, p. 102). Il est associé à de la biotite jeune, granulée elle aussi et apparaît dans toutes les mylonites d'orientation alpine : il est contemporain de la rétro-morphose alpine du massif du Mont-Blanc. La granulation est un phénomène de recristallisation postcinématique (Bellière, 1958). Si, pour le granite du Gioberney le déchiquetage du quartz apparaît effectivement dans la zone mylonitique du linéament de La Pilatte, les recristallisations sont limitées essentiellement au quartz et à la chlorite néoformée. Aussi est-il naturel de penser que ce début de granulation s'est effectué dans des conditions de température et de pression inférieures à celles du Mont-Blanc ; le quartz possédait une force de cristallisation plus faible qui ne lui permettait pas de recristalliser de façon incessante. Plus la rétro-morphose du granite est avancée, plus les quartz sont riches en inclusions fluides (N.G61' par exemple situé dans la zone de cassures et de fentes alpines du col de Turbat).

2 — FELDSPATHS POTASSIQUES

L'ensemble des feldspaths contenus dans les différents granites est très constant : approximativement 60 ± 5 %. Cette constance n'est pas particulière aux granites du Haut-Dauphiné ; c'est au contraire un trait commun à la plupart des granites qui n'est pas sans rapport avec la concentration des granites dans la "zone des minimums thermiques" du diagramme Q-Ab-Or de Tuttle et Bowen (1958) ou, plus généralement, le long du cotectique quartz-feldspaths de ce diagramme. D'ailleurs, dans le diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964, cf. annexe II) où la distance entre deux points figuratifs (y_1 et y_2) d'une même famille mesure le pourcentage pondéral de feldspath, cette distance ne s'accroît que très légèrement des granodiorites aux granites. Par contre l'abondance de chaque type de feldspaths varie beaucoup plus (de 9 à 35 % pour le feldspath potassique).

L'étude aux rayons X des orthoclases des granites amène à diviser ceux-ci en deux catégories : les granites à orthose (Bourg - Orgières) et les granites à microcline (*).

(*) Le cas du granite de Colle-Blanche n'a pu être élucidé : le grain fin et le poids trop faible des échantillons rapportés n'ont pas permis une séparation satisfaisante de l'orthoclase.

Bourg	N.H8C*	= 0	Pétarel	O.B47*	= 100
"	P.I41*	25	"	O.C2A*	90
"	P.I42*	25	Turbat	N.F4F*	80
"	P.J31*	0	"	N.G8C*	75
"	P.J4A*	0	Bérarde	S.C42*	80
Orgières	N.F4E	0	Grun	B.A41*	> 50

Tableau 16 - Indice de triclinicité (Δ) des orthoclases de granite mesurés sur la raie 131 de l'orthose et son dédoublement 131, $\bar{1}\bar{3}1$, pour le microcline ; $\Delta = 10^4 / 8 [d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1}]$ (expérimentations Ginglinger et Lhote, C.R.P.G.).

A l'inverse de la plupart des gneiss et migmatites, la distinction est nette.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	N.H8C*	P.J31*	P.J4A*	N.F4E*	O.B47*	O.C2A*	N.F4F*	N.G62*	N.G86*	S.C42*	B.A41*
Or	70,98	73,72	72,53	76,93	71,77	83,05	83,41	77,06	72,99	75,35	79,83
Ab	26,55	20,12	23,13	20,43	5,23	15,34	15,77	21,63	24,72	23,04	18,66
An	2,47	6,16	4,34	2,64	23,00	1,61	0,82	1,31	3,29	1,61	1,51

Tableau 17 - Compositions normatives de quelques feldspaths alcalins des granites du Haut-Dauphiné (calculé en pourcent de poids d'après les analyses chimiques des éléments majeurs au quantomètre du C. R. P. G.).
Ces valeurs sont reportées dans la figure 128 .

La géothermométrie des feldspaths selon la méthode de Barth (1968) que j'avais appliquée au granite du Bourg (Le Fort, 1970) a été utilisée également pour les granites de la partie orientale du Haut-Dauphiné (Barbieri et Pêcher, 1971). Elle fait ressortir une augmentation de la température de formation des feldspaths depuis les granites monzonitiques du Sud jusqu'aux granites alcalins du Nord : 440 à 530°C pour les granites monzonitiques (490°C pour le granite du Bourg) ; 600 à 675°C pour les granites alcalins à microcline.

Ces valeurs aboutiraient au résultat assez paradoxal que les granites à microcline étaient plus "chauds" que les granites à orthose. Si la température de formation des premiers est à l'extrême rigueur acceptable, celle des granites à orthose est beaucoup trop faible, ce qui laisse penser qu'il y a eu rééquilibration ultérieure. En fait, ce "thermomètre géologique" est d'autant mieux adapté que la roche s'est plus rapidement refroidie, comme par un effet de trempe. Pour beaucoup de roches par contre, "à moins de connaître leur histoire thermique, la véritable signification de la température obtenue ne peut, tout au plus, qu'être supposée" (Dietrich, 1961). On sait, d'autre part, que par suite de l'apparition de lacunes de miscibilité dans les systèmes binaires orthose-albite (perthites) et albite-anorthite (péristériles), le système se complique à mesure que la température s'abaisse, "à 600°C, neuf types d'associations de phases peuvent être distingués" (Iiyama, 1966). On peut également noter que les courbes de distribution de l'albite entre un plagioclase et un feldspath alcalin à l'équilibre, ne sont pas des droites comme l'avait théoriquement établi Barth mais des courbes (Iiyama, 1966). Enfin, il semble que cette méthode soit entachée d'une erreur systématique : lors de la séparation, une partie des perthites dont le sodium était à l'origine dans le feldspath alcalin, est soustraite, ce qui amène à sous-estimer la température de formation du feldspath.

Le phénomène de pseudo-pétilisation des microclines qui s'observe notamment dans les variétés polychromes du granite serait en fait dû à l'apparition d'inclusions fluides minuscules - de l'ordre du micron - lorsque le feldspath n'est plus en équilibre avec son milieu (Korzhinski in Poty, 1967). Il est possible que les particules orangé-

rouge dont Vathaire (1961) avait cru déterminer la nature solide ne doivent en fait leur couleur qu'à un effet de dispersion de la lumière sur ces inclusions fluides (Poty, 1967, p. 94) ; elles sont en tout cas responsables de la couleur brun-rouge à rose-lie de vin des orthoclases.

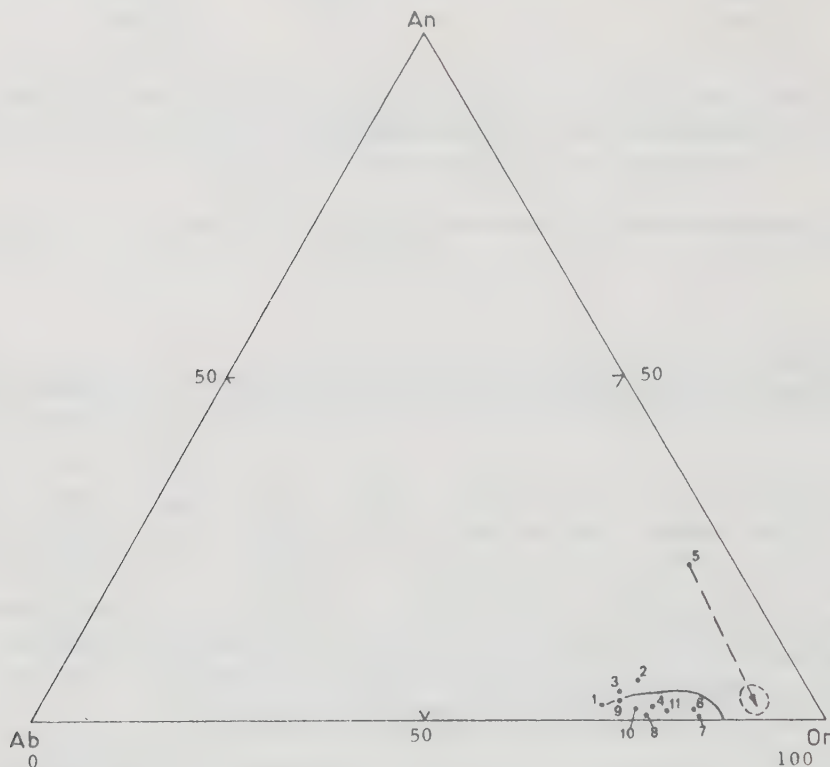


Figure 128 - Feldspaths potassiques des granites d'après leurs analyses chimiques (cf. tableau 17). L'étalement est assez grand. Le granite du Bourg (1) à (3) se sépare des autres granites, un peu moins riches en albite et anorthite. L'échantillon n° 5 correspond au feldspath potassique de l'enclave de cipolin du granite de Pétarel, il est visiblement pollué par de la calcite, sa composition exacte serait plus probablement celle indiquée par la flèche.

Les réactions tardives d'ajustement entre l'orthoclase et les autres cristaux se manifestent essentiellement par la formation de bourgeons myrmékitiques d'abondance variable mais jamais très grande au contact du plagioclase et par une corrosion de la biotite qui semble accompagner la chloritisation ; cette digestion de la biotite ne laisse plus dans le feldspath potassique qu'un feutrage d'aiguilles de rutile qui mime plus ou moins la forme de l'ancienne biotite. C'est un phénomène décrit par Chayes (1953), dont on connaît de beaux exemples dans l'Aar (Stalder, 1963, p. 224 pour le granite de l'Aar, p. 362, fig. 30 pour les fentes alpines) et le Mont-Blanc (Poty, 1967).

3 - PLAGIOCLASES

L'abondance du plagioclase oscille pour tous les granites entre des limites assez larges (21 à 48 %), autour d'une valeur moyenne proche du quart du volume de la roche. Pour tous les granites ils ont une tendance nette à présenter des formes automorphes bien visibles à l'oeil nu mais encore plus remarquables en lame mince parce que

soulignées par un zonage concentrique, évoluant globalement d'un coeur plus basique à une écorce plus acide. La corrosion d'une zone par celle qui lui succède est un phénomène exceptionnel ; la cristallisation des plagioclases semble donc s'être faite sans à-coup brutal, sans véritable interruption.

A de rares exceptions près (cristaux tardifs d'albite dans les variétés les plus alcalines) les plagioclases sont toujours maclés Albite, fréquemment Péricline et éventuellement Carlsbad. La basicité du plagioclase divise l'ensemble des granites en deux groupes : les granites à oligoclase-andésine (de Colle-Blanche à Turbat inclus) ; les granites à albite.

Mais tous les granites présentent de façon plus ou moins importante, des couronnes d'albite tardive et généralement saine sur le pourtour des plagioclases. C'est un phénomène classique, qui s'observe dans les granites, au contact du feldspath alcalin (microcline perthitique généralement) et du plagioclase. Il a été décrit comme un phénomène tardif, caractéristique des associations granitiques des "mobile belts", notamment dans le cas où des granites syncinématiques sont traversés par des granites postcinématiques ; la circulation des solutions potassiques donne de nouveaux feldspaths alcalins et décalcifie le plagioclase (R. S. Misra et R. P. Sharma, 1966).

La croissance de bourgeons myrmékitiques, si elle apparaît de façon générale, est moins fréquente que le phénomène précédent.

L'altération du plagioclase est un phénomène absolument général. Il s'agit toujours de "séricitisation" (*) : les minuscules paillettes de séricite forment un feutrage qui envahit tout le minéral depuis le coeur et va souvent jusqu'à effacer les macles et rendre les déterminations de la basicité primitive impossibles. Elle s'accompagne parfois d'un léger développement de calcite. Par contre, le développement de granules de zoïsite est tout à fait exceptionnel, même lorsque des fentes tardives à quartz-chlorite-albite-épidote traversent le plagioclase. Notons toutefois que dans les granites plus centraux (Etages, La Bérarde-Promontoire) des granules de zoïsite apparaissent plus fréquemment mais semblent provenir de l'altération complète de biotites incluses dans le plagioclase ; on trouve encore le reste de la biotite altérée lorsqu'elle était à cheval sur le plagioclase et un autre cristal ; dans d'autres cas, ces granules sont accompagnés de petites baguettes de rutile et de pigments opaques. La saussuritisation est donc une forme d'altération absente des granites que j'ai étudiés.

Cette séricitisation me semble être le résultat de deux phénomènes similaires espacés dans le temps.

1/ Une séricitisation précoce

Une séricitisation précoce comme en témoignent les plagioclases automorphes totalement séricitisés qui se trouvent englobés dans un orthoclase non altéré et sans que se manifeste le moindre liseré réactionnel au contact des deux cristaux (Pl. XXXVIII, fig. 2). L'étude du granite du Giobertey m'a également amené à dire que l'intensité de la séricitisation et celle de l'écrasement n'étaient pas toujours liées. De même si l'intensité moyenne de la séricitisation croît en règle générale à l'approche de la couverture sédimentaire triasique (notamment dans le Sud où les lambeaux sédimentaires sont encore abondants), elle ne lui est pas non plus directement liée. Ces considérations rejoignent celles de Michel et Buffière (1963) qui voyaient dans la rétro-morphose du granite du Clapier l'expression de phénomènes d'autopneumatolyse datant de la fin de la mise en place de ce granite.

2/ Une séricitisation alpine

Une séricitisation alpine qui a été bien mise en évidence dans le massif du Mont-Blanc et le bassin de Bourg-d'Oisans par les travaux de Poty (1967) après d'autres. A la séricitisation précoce, ayant affecté toute la masse

(*) Par "séricitisation" j'entends le remplacement du plagioclase par un ensemble de produits phylliteux dont la séricite proprement dite constitue probablement la majeure partie. Mais il n'a été effectué aucune détermination aux rayons X.

des granites, se superpose une séricitisation d'intensité plus variable et plus localisée. Elle affecte de façon préférentielle les terrains traversés par de grands accidents alpins ainsi que les secteurs proches de la couverture sédimentaire post-hercynienne. Elle pourrait toutefois lui être légèrement antérieure car elle semble plutôt liée à une déformation souple des plagioclases qu'à la période de déformation cassante qui lui a succédé et a vu se mettre en place les nombreuses fentes alpines.

En définitive, il s'agit de deux rétomorphoses successives, phénomène assez semblable à celui ayant affecté le granite du Mont-Blanc : saussuritisation précoce et banale du "granite normal", séricitisation alpine du granite écrasé (Poty, 1967, p. 107). Mais dans le cas du Mont-Blanc il importe de souligner qu'aucune preuve ne peut être avancée pour attribuer un âge hercynien à cette saussuritisation précoce.

4 - BIOTITE-CHLORITE

1/ Données pétrographiques

La biotite est rarement saine. Dans ce cas elle est toujours d'une couleur brune, brun-orangé et jamais verte, ce qui la distingue des biotites du granite du Mont-Blanc ou du Gothard (Poty, 1967). On n'observe jamais non plus l'association de petits cristaux de biotite avec du quartz granulé, association caractéristique de la paragenèse alpine du granite du Mont-Blanc (Poty, p. 105).

L'altération de ces biotites n'est pas d'intensité uniforme : on peut trouver dans la même lame mince des individus à peu près sains et d'autres totalement chloritisés. Pour commencer, elle s'exerce de préférence sur certains feuillets du mica, quelques-uns par cristal, puis elle s'étend à l'ensemble du cristal en laissant parfois subsister quelques taches biotitiques qui donnent au cristal un aspect lépreux. Cette chloritisation se manifeste de plus par l'apparition d'oxydes de fer selon les clivages accompagnés ou non par un piquetage de granules d'épidote, plus rarement par un semis léger de baguettes de rutile et peut-être par l'exsudation de cristaux d'apatite plus ou moins automorphes.

Cette chlorite d'altération se distingue facilement sur le terrain ou en lame mince d'une chlorite de néoformation (Barbieri, 1970, p. 31) généralement liée aux zones à fentes alpines, dépourvue d'inclusions, et dont les teintes de pléochroïsme sont nettes, violemment vertes.

2/ Données chimiques

Quatorze micas ferromagnésiens ont été séparés : douze ont été analysés par quantométrie, deux par voie humide. Ils proviennent de cinq des neuf types de granite précédemment étudiés.

Tous ces micas étaient chloritisés, mais on a soigneusement évité d'y faire figurer des chlorites de néoformation, ce qui explique le peu d'échantillons provenant des granites orientaux (analyses en annexe II).

Ici, comme précédemment, les micas sont remplis de nombreux granules d'apatite, d'épidote sensu lato, de calcite... La teneur en chaux de ces micas n'est donc pas significative. L'absence de données générales sur la teneur en P_2O_5 (0,54 et 0,48 % poids pour les deux micas analysés par voie humide), CO_2 , etc., ne permet pas de connaître l'importance de ces inclusions.

Par rapport à la composition chimique générale des micas, ces micas présentent un déficit très net en alcalins. Un calcul théorique de la formule de ces micas sur la base de vingt deux oxygènes montre que le site vacant W du mica ne pourrait être rempli qu'entre 10 et 25 % (en ne tenant pas compte du calcium).

Si l'altération s'est traduite par un départ important de potassium, un léger départ de silice (Deer, Howie et Zussman, 1963-1965) et par un gain d'hydratation (perte au feu), elle ne semble apparemment pas avoir modifié le rapport MgO/FeO (fig. 129) ni l'état d'oxydation du fer (fig. 130). On peut donc penser que la biotite originelle était, selon la classification de Heinrich et al. (1953) une biotite ferrifère (fig. 131), proche d'une

biotite magnésienne dans le cas des granites de Colle-Blanche, moyenne pour les autres granites, ce qui correspond à la composition habituelle des biotites de granite.

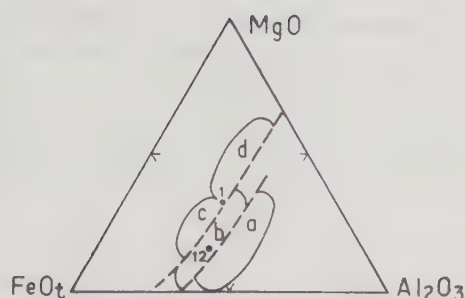


Figure 129 - Diagramme de Nockolds (1947) et Gagny (1968) montrant les relations entre la composition chimique des biotites et leur paragenèse dans les roches ignées.

a : aire de dispersion des biotites associées à la muscovite ; b : aire de dispersion des biotites non accompagnées d'autres minéraux ferro-magnésiens ; c : aire de dispersion des biotites associées à la hornblende ; d : aire de dispersion des biotites associées au pyroxène ou à l'olivine.

Les deux échantillons reportés tombent bien dans l'aire qui leur était a priori désignée. L'effet de la chloritisation ne se note pas sur ce diagramme. 1 : P. T51* (Colle-Blanche) ; 12 : N. G62* (Turbat).

Les données chimiques partielles de Barbieri (1970, p. 29) sur les granites orientaux, sont malheureusement insuffisantes pour être intégrées à celles que nous possédons (elles ne donnent aucun renseignement sur SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O} \dots$). Si l'on excepte les valeurs élevées qu'il obtient parfois pour Fe_2O_3 (près de 10 %), ces mesures ne font dans l'ensemble que confirmer celles dont j'ai parlé plus haut. Ces dernières valeurs pourraient d'ailleurs être dues à l'existence, dans les micas séparés, de chlorite de néoformation, probablement plus abondante dans les granites orientaux du Haut-Dauphiné.

Ceci se retrouve dans les analyses en diffractométrie X qu'il a effectuées sur cinq micas des granites orientaux et qui lui ont montré que la pseudothuringite puis la thuringite étaient les espèces minérales les plus fréquemment représentées. On retrouve ici les chlorites riches en fer décrites dans le Mont-Blanc (Poty, 1967).

5 - AMPHIBOLE

L'amphibole des granites de Colle-Blanche - Moutières s'est révélée très difficile à séparer des micas noirs. L'une d'entre elles, provenant de l'échantillon P. T44* du massif de Moutières, a toutefois été analysée (analyse chimique en annexe II).

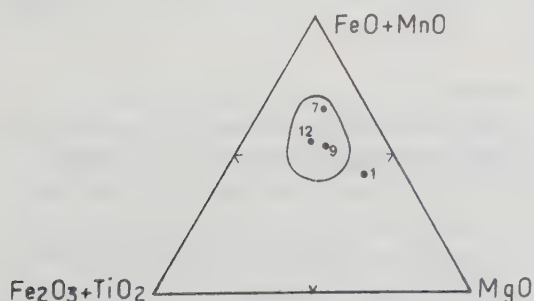


Figure 130 - Diagramme de Heinrich (1947) et Gagny (1968) en pourcentages bruts d'oxydes. L'aire de répartition des micas noirs des granites est indiquée.

La formule structurale de cette amphibole ramenée à une maille et calculée sur la base de 23 O est la suivante :

Z = 8		Y = 0,62			X = 4,24			W = 2		A = 0,38
si	al	al	fe ^{III}	ti	fe ^{II}	mg	mn	ca	na	naK
7,24	0,76	0,20	0,33	0,09	1,01	3,19	0,04	1,96	0,04	0,38

A l'inverse des amphiboles corticales, on notera la faible valeur de al et celle plus forte de ca. C'est une amphibole calcique ($Ca > 1,5$). Le rapport $mg/mg + fe^{II} = 0,76$ est remarquable par sa forte valeur d'ailleurs assez habituelle dans les granites. Joint au rapport $al^{VI}/(al^{VI} + fe^{III} + ti) = 0,32$ il correspondrait pour une roche métamorphique aux hornblendes de métamorphisme basse pression à andalousite-sillimanite (cf. fig. 21).

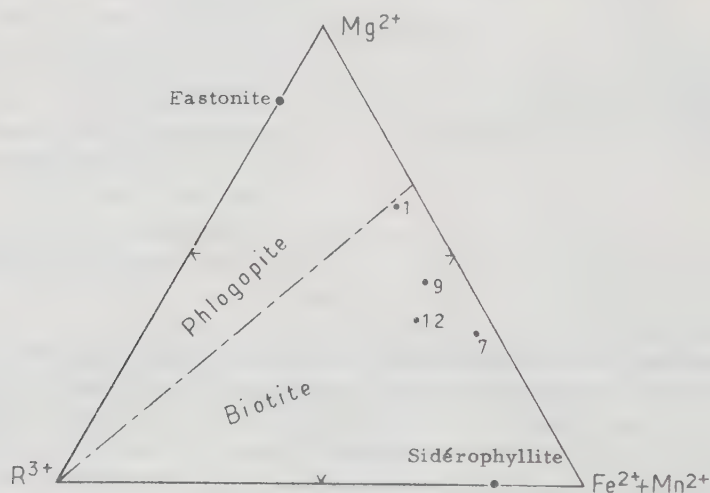


Figure 131 - Triangle des substitutions en position octaédrique $R^{3+} = Al^{VI} + Fe^{3+}$ en Y, $Fe^{2+} + Mn^{2+}, Mg^{2+}$. (Forster, 1960 ; Wenk et al., 1963).

Sa composition molaire calculée selon la méthode de Fabriès (1963, p. 79) apparaît approximativement comme :

Ed	(édénite)	2,72
Tr	(trémolite)	2,66
Ts	(tschermakite)	2,12
Rt	(richtérite)	0,32
Tiam	(titano-amphibole)	0,18
		8,00

On peut donc considérer cette amphibole comme formée pour un tiers de trémolite (amphibole calcique typique), un tiers de tschermakite (amphibole calcique alumineuse) et un tiers d'édénite (amphibole calcique et sodique) puisque le site vacant A n'est effectivement rempli qu'au tiers. C'est à peu de choses près un mélange de deux tiers de trémolite, pour un tiers de hastingsite. Sa composition se rapproche beaucoup plus des actinotes magnésiennes que l'on trouve dans beaucoup de granites (voir Gagny, 1968, p. 35 pour le granite des Crêtes par exemple) que des hornblendes corticales.

6 - MINÉRAUX ACCESSOIRES

L'apatite prend de moins en moins d'importance au fur et à mesure que le granite devient plus alcalin. Elle est probablement en grande partie liée à la rétromorphose.

L'épidote quand elle est bien cristallisée, apparaît généralement sous forme de clinozoïsite. Liée à des filonnets à quartz-chlorite néoformée ; elle est manifestement alpine. Rappelons que l'allanite est assez curieusement un minéral typique des granites à orthose du Bourg et d'Orgières, du granite des Bans et des enclaves amphiboliques du granite de La Bérarde.

Enfin, le zircon est particulièrement peu abondant. Au lieu d'une teneur normale de 500 à 1000 ppm (*), l'échantillon N.F4F* du granite de Turbat n'a livré que 50 ppm de zircon. C'est un fait notable dont l'explication m'échappe ; cette pauvreté oblige, si l'on veut faire des études géochronologiques sur zircons, à rapporter de volumineux échantillons de granite.

II - ORDRE DE CRISTALLISATION

Ce paragraphe résulte de l'interprétation, telle qu'elle est habituellement faite, des relations entre minéraux ; elle ne tient donc pas compte des forces et des cinétiques de germination et de croissance, pour lesquelles les données sont encore trop fragmentaires pour être utilisées systématiquement dans un cas aussi complexe que celui du granite. Toutefois, l'ordre apparent décrit ici semble en accord relatif avec les observations faites au cours d'études expérimentales de fusion et de cristallisation de roches granitiques (voir Mc Dowell et Wyllie, 1971, par exemple).

L'examen microscopique des granites montre que l'ordre apparent dans lequel les minéraux présents ont cristallisé est le même pour tous les granites.

La hornblende verte lorsqu'elle existe est le premier minéral à se former. Il n'y a jamais, dans les nids d'amphibole, de reliques d'un pyroxène qui aurait pu la précéder.

La biotite lui succède de façon précoce et dans le cas des granites basiques, tend à la remplacer. Elle englobe souvent de l'apatite et des zircons. Mais sa cristallisation semble se poursuivre pendant un grand laps de temps.

Vient alors le plagioclase dont les formes souvent automorphes attestent une croissance libre. Il est vraisemblable que sa cristallisation avait débuté lors de celle de l'amphibole.

Avant et probablement pendant le stade final de la cristallisation du quartz et du feldspath potassique, le plagioclase a pu subir une première séricitisation qui a dû se poursuivre pendant ou après la cristallisation du feldspath potassique. Celle-ci s'accompagne d'un certain nombre de phénomènes secondaires : corrosion des biotites, cristallisation d'apatite...

A ce moment la roche a acquis sa structure granitique ; il n'intervient plus que des modifications de détail : liserés albitiques, textures myrmékitiques, formation de muscovite, et bien plus tard, les cataclases et rétromorphoses plus ou moins localisées, liées à l'orogénèse alpine.

(*) 470 g/t pour la moyenne des roches granitiques (Poldervaart, 1956).

III – PROCESSUS DE CRISTALLISATION

La liaison entre les manifestations hydrothermales et l'occurrence de massifs de roches ignées, a été soulevée depuis plus d'un siècle. Ses modalités après avoir été âprement discutées sur le plan des idées ("colonnes filtrantes" de P. Termier), ont ensuite été étudiées sur le plan physico-chimique (Goranson, 1931, par exemple). Elles ont abouti à la formation de théories sur la métasomatose de diffusion (Orville, 1962, 1963) et de percolation (Korshinski, 1958). A la lumière d'expériences nouvelles, de nombreux travaux, dont ceux de Burnham (1967) permettent de concevoir le rôle de l'eau dans la formation des massifs granitiques, depuis leur cristallisation jusqu'aux ultimes transformations deutériques.

Qu'il s'agisse d'un magma d'origine anatectique ou d'un magma provenant de la différenciation d'un magma basaltique, ou encore qu'il ait été formé selon tout autre processus profond, il est très peu vraisemblable que sa teneur en eau dépasse 3 à 4 %. Il est donc exclu qu'avec ce magma coexiste une phase aqueuse : celle-ci ne s'individualiserait en effet que si le magma était déjà saturé en eau, ce qui nécessite environ 10 % H_2O en poids à 4 Kbar et 14 % à 7 Kbar pour le produit de fusion d'une roche basaltique ou quartzo-feldspathique (Burnham et Jahns, 1962)(*)..

Dans ces conditions, il convient de distinguer P_{H_2O} de la pression lithostatique ou totale P_T et de souligner que $P_{H_2O} < P_T$, sans qu'il soit possible de connaître la valeur exacte de P_{H_2O} car elle dépend de la température (faiblement), de la pression P_T , de la composition chimique du magma, de la nature de la phase solide qui coexiste éventuellement avec le magma, et de la pression partielle des autres phases fluides (CO_2 notamment).

Si maintenant ce magma s'élève, on peut envisager un gradient de l'ordre de 5°C par kilomètre de montée dans la croûte ; même si la pression partielle en eau des épontes est plus faible, la quantité d'eau dissoute ne sera pas modifiée, car sa vitesse de diffusion est extrêmement lente quand elle est dissoute dans un magma (à 750°C cette vitesse est de l'ordre de 10^{-11} cm/an pour H_2O ou de 10^{-4} à 10^{-5} cm/an pour H^+ , OH^{--}) (Burnham, 1967). La différence entre P_T et P_{H_2O} va donc progressivement tendre à s'amenuiser.

Pendant ce temps, le principal phénomène qui intervient est celui de la cristallisation de minéraux cafémi-ques : amphibole et mica noir, qui retiennent une partie de l'eau dissoute (quelques pour-cents en poids, 3,5 pour une biotite) et qui eux non plus ne modifient pas ou peu la teneur en H_2O du magma.

Le plagioclase apparaît alors dans des proportions importantes. La cristallisation de ce minéral anhydre fait en conséquence augmenter la teneur en eau du magma et du même coup P_{H_2O} . Comme P_T continue à diminuer, on finit par atteindre le stade où $P_{H_2O} = P_T$.

Dès lors, il y a formation d'une phase aqueuse, riche en sodium, pour laquelle le rapport $K/(K + Na)$ est supérieur à celui du magma résiduel. Cette phase aqueuse libérée par la saturation du magma qui se refroidit est enrichie en CO_2 et surtout en chlorures (la phase aqueuse d'un magma qui contiendrait initialement 0,3 mole de chlorure en contient 0,6 mole qui se décomposent à peu près comme suit : 0,35 mole $NaCl$ + 0,20

(*) Dans tout magma il y a une certaine teneur en eau, et par conséquent une certaine valeur de l'activité de H_2O : a_{H_2O} . Il lui correspond dans une phase fluide éventuelle une certaine pression partielle de H_2O : P_{H_2O} . Il en est de même pour tous les autres constituants. Il est évident que si la pression P_f de cette phase fluide éventuelle (qui dépend notamment de la composition, de la température et de la pression total P_T) est inférieure à P_T , l'espace nécessaire à son expression ne peut exister. Aucune phase fluide ne peut apparaître si sa pression n'est pas au moins égale à celle du système où elle se trouve.

mole KCl + 0,04 mole HCl + 0,005 mole CaCl_2 (Burnham, 1967). Le pH de cette solution est acide, d'autant plus acide que la solution est plus riche en chlorures (Khitarov, 1957) (*).

A ce moment, il y a donc trois phases en présence : une phase cristallisée comprenant essentiellement amphibole, biotite et plagioclase, une phase magmatique saturée en eau dissoute, enfin, une phase aqueuse à pH acide. A titre d'exemple, on peut dire que si H_2O constituerait initialement 3 à 4 % en poids du magma, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ à 0,8 Kbar et qu'il faut attendre que $P_{\text{T}} = 0,5$ à 0,8 Kbar (c'est-à-dire 2 à 3 km de profondeur) pour qu'apparaisse théoriquement une phase aqueuse. En fait, la cristallisation du plagioclase anhydre après celle des minéraux mafiques augmente la teneur en eau jusqu'à 4,5 à 6 % et augmente en conséquence la profondeur à laquelle apparaît la phase aqueuse : $P_{\text{T}} = P_{\text{H}_2\text{O}} + 1$ à 1,7 Kbar vers 4 à 6 km de profondeur.

La teneur en eau du magma initial est une caractéristique de la plus grande importance, puisque dans une certaine mesure elle conditionne le devenir de ce magma ; sa hauteur de mise en place d'abord, et par voie de conséquence le chimisme des roches qui proviennent de sa cristallisation (plus le magma s'élève, plus les phénomènes de cristallisation fractionnée auront le temps de produire leurs effets). Or, d'après nos connaissances de la constitution du manteau supérieur et des vieux socles, la teneur en eau des roches qui les constituent est faible, beaucoup plus faible que celle des sédiments géosynclinaux. Ceci amène à conclure que les granites formés dans les zones de socle, ou cratons, notamment ceux formés par anatexie ou palingénèse, ont tendance à se mettre en place dans une zone de l'écorce terrestre plus élevée que les granites des zones géosynclinales.

Il est encore important de noter que la séparation de la phase aqueuse dès que $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{T}}$ est un phénomène quasi instantané, en tout cas à l'échelle géologique, et que cette phase aqueuse, véritable produit d'ébullition de l'eau dissoute dans le magma tend à s'élever indépendamment de tout autre gradient chimique, avec une vitesse de l'ordre du mètre/an (Burnham, 1967). Ainsi, une partie des fluides nés de l'ébullition du magma peut s'échapper dans l'encaissant et à une température élevée sensiblement supérieure à celle de la formation de l'orthoclase, peut, si Mo et S étaient initialement présents, déposer MoS_2 + quartz (cf. indices de molybdénite du massif du Combeynot et du massif de La Bérarde - Promontoire, à la Meije, aux Ecrins et au Rouget).

1 - SÉRICITISATION DU PLAGIOCLASE

La séricitisation d'un feldspath en solution aqueuse est, comme la chloritisation d'une biotite, un phénomène d'hydrolyse.

1/ Considérations théoriques générales

Les pôles purs qui entrent dans la composition des minéraux en présence sont :

l'orthose	: Or	la muscovite	: Mu
l'albite	: Ab	le quartz	: Q
l'anorthite	: An		

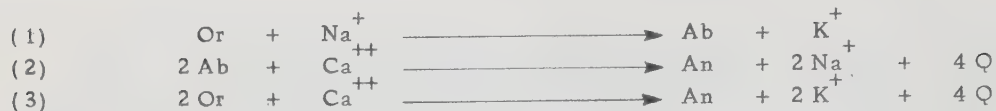
les minéraux étant :

le microcline	xAb, (1 - x) Or	la muscovite	Mu
le plagioclase	yAb, (1 - y) An	le quartz	Q

 (*) Il est intéressant de noter d'autre part que l'enrichissement en CO_2 de cette solution concourt probablement à son acidification. C'est pour des pressions plus faibles, le résultat auquel aboutit Poty (1967, p. 86) dans son étude des associations minérales alpines du granite du Mont-Blanc.

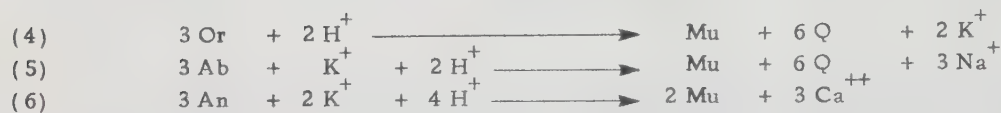
L'ensemble des réactions que l'on peut solliciter est :

Réactions d'échanges de base

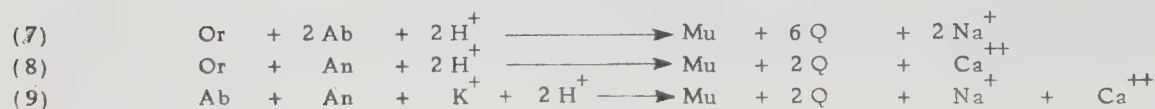


Réactions de muscovitisation

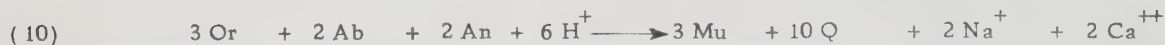
1 phase



2 phases



3 phases



Réaction de répartition de l'albite entre plagioclase et orthose



Toutes ces réactions ne sont pas indépendantes et l'on montre que :

$$\begin{array}{ll}
 (3) = 2(1) + (2) & (8) = (4) + (6) \\
 (5) = 2(4) - 3(1) & (9) = (5) + (6) \\
 (6) = 2(4) - 3(3) & (10) = (4) + 2(9) \\
 (7) = (4) + 2(5) &
 \end{array}$$

Les seules réactions indépendantes seront donc par exemple (0), (1), (2) et (4).

a - Cas du système sans chaux ($y = 1$)

1° Association albite-orthose

$$(0) \quad 1/x = k_0 \quad \text{d'où} \quad x = 1/k_0$$

$$(1) \quad [\text{K}^+] / [\text{Na}^+] \cdot 1/(1-x) = k_1$$

D'après Iiyama (1966), à 600° C et 1 Kb, on a :

$$[\text{Na}^+] / [\text{K}^+] \simeq 4 \quad (\text{droite de pente 4})$$

2° Association orthose-muscovite (sans sodium dans le système)

$$(4) \quad \frac{[\text{K}^+]^2}{[\text{H}^+]^2} \cdot \frac{1}{(1-x)^3} = k_4, \quad \text{et comme il n'y a pas de Na, } x = 0, \text{ donc} \\
 \frac{[\text{K}^+]^2}{[\text{H}^+]^2} = k_4.$$

D'après Hemley (1959), à 600° et 1 Kb on a à peu près :

$$[K^+] / [H^+] = 32 \quad k_4 \simeq 1000$$

3° Association orthose-muscovite (avec Na mais sans albite libre dans le système)

$$\text{On retrouve } [K^+]^2 / [H^+]^2 = k_4 (1-x)^3$$

On peut connaître la valeur de x pour toutes les valeurs de $[Na^+] / [K^+]$ à 600°, 1 Kb (Iiyama, 1966).

4° Association albite-muscovite

$$(5) \quad [Na^+]^3 / [K^+] H^+^2 = k_5, \text{ ce qui s'écrit : } [Na^+]^2 / [H^+]^2 = k_5 \frac{[Na^+]}{[K^+]}$$

lorsque $[Na^+] / [K^+]$ tend vers l'infini $[Na^+] / [H^+] = 0$

pour $[Na^+] / [K^+] = 4$, on peut obtenir sur le diagramme de Iiyama (1966) la valeur de $[Na^+] / [H^+]$, et donc celle de k_5 pour 600° et 1 Kb. Dès lors on peut tracer l'ensemble des courbes d'équilibre du système dans les conditions envisagées. Leur allure apparaît sur la figure 132.

b - Cas du système avec chaux ($\gamma < 1$)

On tire des équations (0), (1) et (2) :

$$(0) \quad y/x = k_0$$

$$(1) \quad [K^+] / [Na^+] \cdot y / (1-x) = k_1$$

$$(2) \quad [Na^+]^2 / [Ca^{++}] \cdot (1-y) / y_2 = k_2$$

(2) s'écrit encore :

$$[Na^+]^2 \cdot [H^+]^2 \cdot [H^+]^2 / [Ca^{++}] \cdot (1-y) / y_2 = k_2$$

$$[Na^+]^2 / [H^+]^2 = k_2 \cdot y^2 / (1-y) \cdot [Ca^{++}] / [H^+]^2 \quad \text{ou, si l'on pose :}$$

$$[Ca^{++}] / [H^+]^2 = C$$

$$(a) \quad [Na^+]^2 / [H^+]^2 = k_2 C \cdot y^2 / (1-y)$$

De même de la réaction (3) on tire :

$$[K^+]^2 / [Ca^{++}] \cdot (1-y) / (1-x)^2 = k_3$$

$$\text{d'où : } [K^+]^2 / [H^+]^2 = k_3 C \cdot (1-x)^2 / (1-y), \text{ toujours avec } C = [Ca^{++}] / [H^+]^2$$

et avec (0), $y/x = k_0$, il vient :

$$(b) \quad [K^+]^2 / [H^+]^2 = k_3 C \cdot [(1-y)/k_0]^2 / (1-y)$$

Pour chaque valeur de C , les équations (a) et (b) définissent entre $[Na^+] / [H^+]$ et $[K^+] / [H^+]$ une fonction paramétrique en γ . A $600^\circ C$ et 1 Kb on pourrait prendre pour k_0 la valeur approchée de 2,5 (d'après les expériences d'Iiyama, 1966), et par conséquent calculer et tracer l'allure générale des courbes paramétriques pour diverses valeurs de $[Ca^{++}] / [H^+]^2 = C$. En effet, cette allure générale dépend de la valeur du rapport k_2 / k_3 ; si les constantes k_2 et k_3 n'ont pas été déterminées expérimentalement, on sait que :

$$(3) = 2 \cdot (1) + (2)$$

$$\text{d'où l'on tire : } k_3 = k_1^2 \cdot k_2 \quad \text{et} \quad k_3 / k_2 = k_1^2$$

Ces courbes sont donc connues à un coefficient près. Leur construction sortirait toutefois du cadre de cet ouvrage.

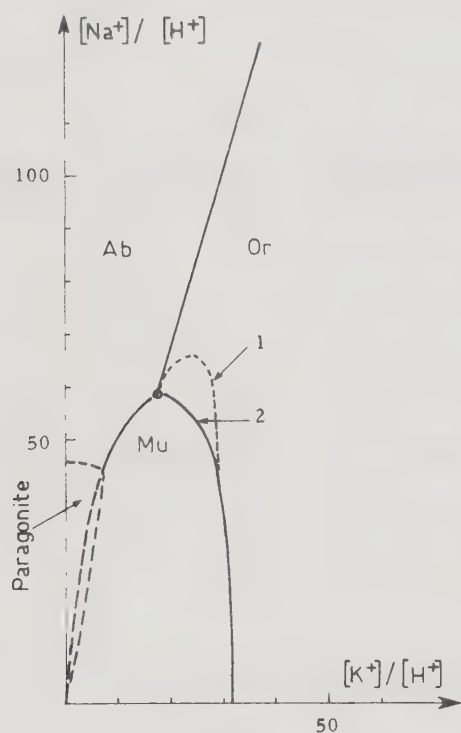


Figure 132 - Diagramme d'équilibre albite-orthose muscovite à 600° et $P_{H_2O} = 1$ Kbar. 1 : courbe calculée d'après les données 2 d'Iiyama ; 2 : allure réelle probable (modification très faible des données d'Iiyama).

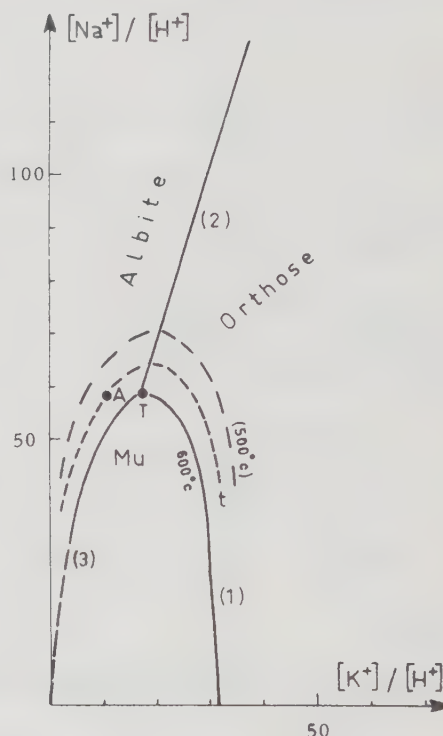


Figure 133 - Evolution à température décroissante.

2/ Application, conclusion

A partir de ces considérations théoriques on peut envisager les processus suivants de séricitisation.

A une température élevée, où le feldspath potassique n'a pas encore cristallisé (Mac Dowell et Wyllie, 1971), apparaît la phase aqueuse ; elle est acide, chlorurée et riche en CO_2 . Son point représentatif dans le diagramme $[K^+] / [H^+]$, $[Na^+] / [H^+]$ tombe forcément dans le domaine du plagioclase, c'est-à-dire, dans le cas simplifié où l'on néglige Ca, dans le domaine de l'albite (fig. 133).

Lors du refroidissement, le point représentatif de la phase aqueuse ne reste pas fixe, mais on peut admettre que ses variations n'influent pas sur le résultat final. Par contre les courbes d'équilibre (1) et (3) se déplacent

dans le sens indiqué sur la figure 133. A une température t_1 le point représentatif A va se retrouver sur une courbe d'équilibre : soit la courbe (2), soit la courbe (3). Il faut donc envisager deux possibilités : ou la séricitisation du plagioclase ou la cristallisation d'orthose.

Dans le premier cas, la position du point évolue ensuite sur la courbe d'équilibre vers le point triple T ; à ce moment l'orthose saine apparaît postérieurement à la séricitisation du plagioclase. Dans le deuxième cas, le point représentatif peut éventuellement rejoindre le point T en faisant apparaître simultanément la muscovite dans l'orthose et la séricite dans le plagioclase.

Enfin, lorsque le système s'ouvre (par des fractures notamment), la position du point n'est plus fixée à une température donnée. Ainsi interviennent les très nombreuses transformations deutériques tardives des granites.

On voit que selon les conditions de pression, de température, de composition du granite et de la phase fluide, une grande variété de processus peut exister (cf. par exemple l'altération systématique des perthites des "younger granites" en liaison avec l'albitisation du feldspath potassique, Rocci, 1960). Dans le cas particulier des granites du Haut-Dauphiné, la séricitisation précoce des plagioclases, antérieurement à la cristallisation du feldspath potassique, est vraisemblable.

2 - MICROCLINE OU ORTHOSE

La transition orthose-microcline se fait à une température difficile à évaluer, certainement influencée par P_{H_2O} et dont dépend finalement le degré de désordre de la phase monoclinique obtenue (Barth, 1969). Dans le sens microcline $\rightarrow$ orthose, les études de Wright (1967) sur des pegmatites précambriennes amènent cet auteur à fixer la limite de stabilité du microcline maximum à $375 \pm 50^\circ C$.

La transition orthose-microcline est une mise en ordre qui reflète un phénomène de ségrégation des ions Al, semblable à celui de l'exsolution. Ces deux phénomènes se produisent à température décroissante. Notons au passage la contradiction qu'il y a entre les résultats du géothermomètre de Barth appliqués aux granites du Haut-Dauphiné et la symétrie de feldspaths observés dans les mêmes granites.

D'après Barth (1969), le fait que la grande majorité des microclines de granite alcalin soient maclés selon la combinaison particulière des lois de l'albite et du péricline (loi de macle du microcline) indique qu'ils proviennent de la transformation d'une orthose. C'est la généralisation d'une hypothèse de Goldsmith et Laves (1954). En fait, comme le fait remarquer Marmo (1962), le remplacement du plagioclase par un feldspath potassique donne toujours du microcline quadrillé, ce qui semble déjà une exception à la règle précédente. De plus, si tous les microclines quadrillés provenaient d'orthose, on pourrait s'attendre à rencontrer de façon courante des roches potassiques à microcline de triclinicité variable. Ce n'est pas le cas des granites que nous avons étudiés qui se séparent en deux classes distinctes : granites à orthose et granites à microcline.

Ainsi, à défaut de pouvoir tenir compte d'expériences de synthèse directe du microcline, qui n'ont encore jamais réussi, on peut penser avec Marmo (1962), Dietrich (1962) et d'autres, que plusieurs facteurs favorisent la mise en ordre :

- une température de cristallisation relativement faible. Guitard, Raguin et Sabatier (1960) ont noté à propos de granites et gneiss des Pyrénées orientales que le feldspath potassique était monoclinique dans la catazone, que cette forme était encore prédominante dans la mésozone, tandis que la forme triclinique était caractéristique de l'épizone ;
- une grande durée de cristallisation ;
- une composition acide de la roche hôte. Dietrich (1962), à partir de l'étude des feldspaths provenant de massifs granitiques variés a pu avancer "qu'il y a une tendance à ce que la triclinicité augmente avec la teneur en silice". Touret (1963) a par ailleurs montré le rôle de l'eau et de la teneur en sodium du feldspath ;

- une mise sous tension du feldspath, à un moment de son histoire qui peut être très postérieur à sa cristallisation (Dietrich, 1962 ; P. Bordet et Chauris, 1965).

Il semble donc qu'au-delà d'un certain seuil de température, actuellement mal défini, le feldspath potassique cristallise sous sa forme monoclinique. Mais à une température inférieure, si la cristallisation est suffisamment lente, il y a croissance séparée de microcline pauvre en Na et d'albite. Ces résultats ont été également retrouvés en laboratoire en expérimentant sur les roches du complexe syénitique de Kungnat (Mc Dowell et Wyllie, 1971).

IV - ÉTUDE CHIMIQUE DES GRANITES

1 - INTRODUCTION : RAPPEL DE QUELQUES TRAITS MINÉRALOGIQUES

Au cours de l'étude minéralogique précédente, il est apparu que les granites du Haut-Dauphiné pouvaient se répartir en plusieurs classes : granite à orthose ou microcline, granite à albite ou à plagioclase plus basique, granite à amphibole.

De façon plus systématique et selon la classification et la nomenclature minéralogique de Streckeisen (1967) on peut distinguer (fig. 134) : les monzodiorites et monzonites quartzifères de Colle-Blanche et

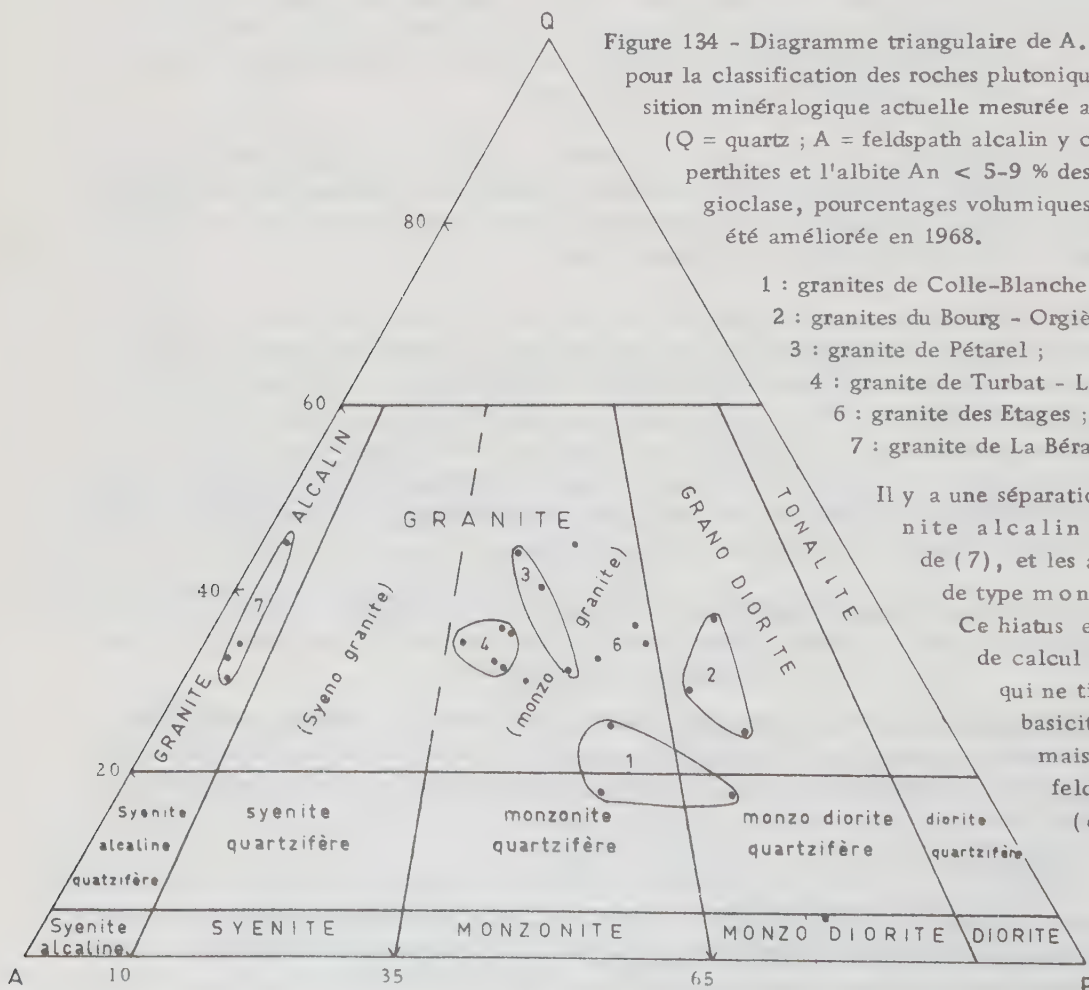


Figure 134 - Diagramme triangulaire de A.L. Streckeisen (1967) pour la classification des roches plutoniques, selon leur composition minéralogique actuelle mesurée au compteur de points (Q = quartz ; A = feldspath alcalin y compris l'albite des perthites et l'albite An < 5-9 % des plagioclases ; P = plagioclase, pourcentages volumiques). La terminologie a été améliorée en 1968.

- 1 : granites de Colle-Blanche - Moutières ;
- 2 : granites du Bourg - Orgières - Bans ;
- 3 : granite de Pétarel ;
- 4 : granite de Turbat - Laurantour ;
- 6 : granite des Etages ;
- 7 : granite de La Bérarde - Promontoire.

Il y a une séparation nette entre le granite alcalin (à albite) de La Bérarde (7), et les autres granites (1 à 6) de type monzonitique.

Ce hiatus est renforcé par le mode de calcul des trois paramètres qui ne tient pas compte de la basicité du plagioclase P mais intègre l'albite aux feldspaths alcalins A (cf. texte).

Moutières (1) ; les granodiorites du Bourg d'Orgières et des Bans (2) ; les monzogranites de Turbat-Lauranoure, des Etages et de Pétarel (6 - 4 - 3) ; le granite alcalin de La Bérarde-Promontoire (7).

Dessix variétés de granite pour lesquels je disposais d'analyses minéralogiques quantitatives au compteur de points, seul ce dernier semble vraiment isolé ; mais ceci tient en grande partie au mode de calcul des paramètres utilisés dans ce diagramme.

En effet, après Lacroix, Niggli, Tröger, Rittmann et beaucoup d'autres auteurs, Streckeisen (1967) dans ses propositions de classification minéralogique des roches ignées, groupe l'albite avec le pourcentage A des feldspaths alcalins. La limite supérieure du contenu en anorthite de l'albite ainsi jointe au pourcentage A de feldspath alcalin est arbitraire ; selon les auteurs, sa valeur varie de 10 % à 5 % et même 2,5 %. Streckeisen a finalement retenu, à la suite de E. Wenk, le chiffre de 5 %. Mais quelle que soit la valeur choisie, une variation de quelques pour-cents dans la teneur en anorthite du plagioclase peut translater de plusieurs dizaines d'unités, parallèlement au côté A-P du triangle, le point représentatif du granite. C'est ce qui se produit dans le cas du granite de La Bérarde - Promontoire (7).

Il y a là une difficulté inhérente au mode de représentation triangulaire d'une variable à quatre paramètres : quartz, feldspath potassique, feldspath sodique, plagioclase. La suppression de l'une de ces variables équivaut à la projection du tétraèdre correspondant sur l'une de ses faces. C'est évidemment rendre plus accessible la représentation du phénomène ; d'ailleurs, l'impossibilité de connaître par des méthodes simples la teneur en albite du feldspath potassique, conduit naturellement à la solution adoptée par Streckeisen. Mais comme le fait remarquer H. de La Roche (*) "on s'écarte ainsi d'une véritable classification minéralogique pour lui substituer, à travers le concept de "feldspath alcalin" une classification chimique". L'un des principaux défauts de ce groupement réside dans la confusion où il tient les véritables granites alcalins, roches à un seul feldspath sodipotassique et à minéraux sodiques et les granites simplement albitiques, roches à feldspath potassique et albite $\pm$ plagioclase. A ce dernier type relativement peu représenté dans la nature, appartiennent toutefois beaucoup de granites tardifs à deux micas, tels celui de La Bérarde - Promontoire.

"Ceci justifie la distinction dans l'ensemble des roches granitiques de deux sous-ensembles : une branche plagioclasiq ue, de très loin la plus abondamment représentée et une branche albitique, groupant des roches bien moins abondantes mais singularisées par un ensemble de particularités géochimiques et métallogéniques" (H. de La Roche).

C'est dans ce sens, qu'un diagramme complémentaire comme celui de la figure 135 (de La Roche, 1970) présente beaucoup d'intérêt, tant sur le plan de la nomenclature minéralogique des granites, que sur celui de l'étude de certains massifs granitiques complexes où s'observent des passages continus depuis des granites plagioclasiq ues jusqu'à des granites albitiques par l'intermédiaire de variétés à trois feldspaths. Ce diagramme est d'autant plus représentatif que la cellule standard feldspathique du granite auquel il se rapporte, représente un pourcentage assez constant de la masse du granite (dans le cas du Haut-Dauphiné, $60 \pm 5 \%$).

Ainsi peut-on finalement distinguer en Haut-Dauphiné :

- un sous-ensemble plagioclasiq ue de caractère monzonitique, comprenant les granites (1 à 6) depuis celui de Colle-Blanche jusqu'à celui de Turbat-Lauranoure ;
- un sous-ensemble albitique formé par la masse principale du granite de La Bérarde-Promontoire.

Enfin, le granite de Pétarel (3) possède une position un peu particulière par suite de la présence de nombreuses couronnes albitiques autour des plagioclases. (Le granite porphyroïde du Grun, sur lequel je n'ai pas effectué de mesure au compteur de points, n'est pas représenté).

(*) H. de La Roche m'a aimablement communiqué sa contribution (août 1970) à l'enquête du Sous-Comité I.U.G.S. "On systematics of igneous rocks" : "Objection au groupement de l'albite avec le feldspath potassique pour la classification des roches granitiques". J'en fais ici un large usage.

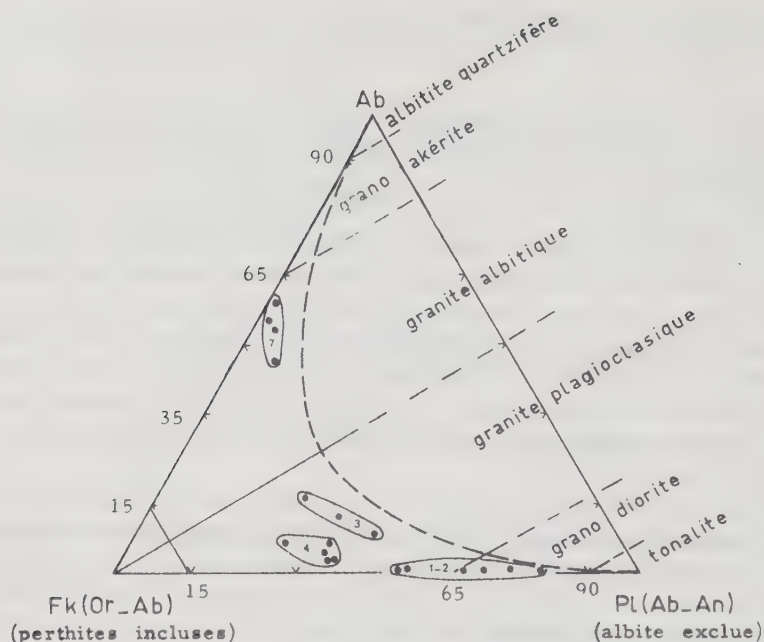


Figure 135 - Diagramme triangulaire d'après H. de La Roche (1970) pour la nomenclature et l'étude des branches plagioclasiques et albitiques des granites.

Cette représentation complémentaire de la figure précédente permet dans le cas des granites du Haut-Dauphiné de tenir compte des couronnes albitiques des plagioclases, et attire l'attention sur le caractère un peu particulier du granite de Pétarel (3). (Pour les chiffres, voir fig. 134).

2 - DONNÉES CHIMIQUES GLOBALES : PARAMÈTRES DE NIGGLI

1/ Homogénéité

Chaque massif de granite, défini sur le terrain, montre une réelle homogénéité chimique. Chaque élément possède une latitude de variation assez limitée ; quel que soit le diagramme utilisé, les points correspondant à un massif donné se regroupent naturellement. J'avais déjà présenté le cas du granite du Bourg (Le Fort, 1970). Celui du granite de Turbat, complété depuis lors (fig. 136) en fournit un autre exemple.

2/ Variations à l'intérieur d'un massif donné

Ce même granite de Turbat-Lauranoure (fig. 136) fait apparaître une évolution chimique interne remarquablement continue, sans hiatus, sans saute brusque (*). De droite à gauche, c'est-à-dire du Nord au Sud, il y a évolution vers les termes plus quartzeux de Turbat.

De telles variations ne peuvent pas toujours être situées dans l'espace pour les autres massifs. Dans le cas du massif de Colle-Blanche par exemple, les variations majeures sont liées à l'existence de nombreuses enclaves plus basiques.

 (*) Le seul redan observé dans le graphique est dû à l'échantillon N.G8C* qui provient de la lame de granite du Pas d'Olan.

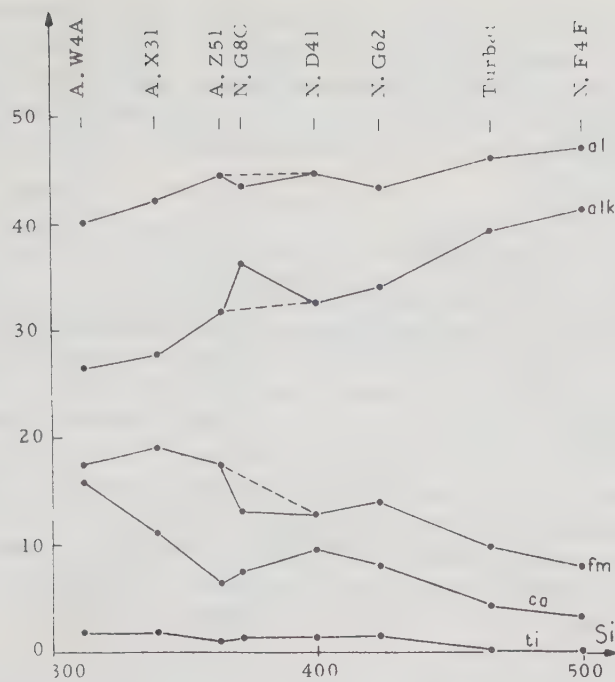


Figure 136 - Granite de Turbat-Lauranoure.
Diagramme de Niggli.

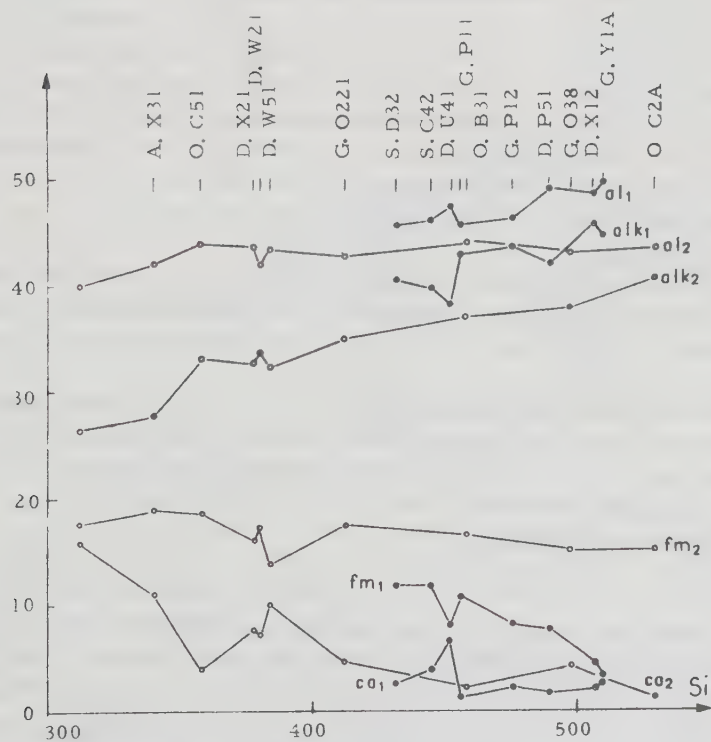


Figure 137 - Diagramme de Niggli pour les granites du
Haut-Dauphiné pour lesquels Si > 300.

Les extraordinaires conditions d'affleurement de la plupart de ces granites mériteraient une étude poussée de leurs variations chimiques dans l'espace. La région de La Meije (face sud) permettrait notamment de pratiquer un échantillonnage géochimique sur plus de 1000 m de dénivelée, contenu dans un plan à 45° - 50° de pendage sud, coupe surmontée par 300 m d'encaissant gneissique ou migmatitique. On pourrait faire la même expérience avec le granite de Turbat-Lauranoure au Sud-Ouest de la Pointe du Grand-Vallon sur près de 1500 m de dénivelée dans un plan à 30°.

3/ Variations d'un massif à l'autre

A considérer l'ensemble des massifs de granite, on peut observer des évolutions comparables qui se relaient de massif en massif ; c'est ce que nous avons présenté pour les granites de Colle-Blanche, du Bourg, de Pétarel et de Turbat (Le Fort, 1970) et qui se retrouve sur la figure 137. Pour un paramètre si croissant, les cinq autres paramètres montrent les variations globales suivantes : nette croissance à peu près parallèle de al (21 à 45) et alk (15 à 40) ; forte diminution de fm (45 à 15) ; diminution de ca (20 à 2) et ti (2 à 0,1).

Toutefois dans la partie droite du diagramme de Niggli (partie la plus siliceuse) l'organisation observée précédemment tend à disparaître, ou plutôt, il y a superposition de plusieurs évolutions. L'une d'entre elles peut facilement s'isoler : elle correspond aux granites de La Bérarde et du Promontoire : depuis l'abscisse $si = 430$ environ, ces granites sont caractérisés par un écartèlement des courbes en deux groupes : al et alk sensiblement parallèles et d'ordonnée très élevée, fm et ca en position ramassée dans le bas du diagramme.

3 - ETUDE CHIMICO-MINÉRALOGIQUE : DIAGRAMMES DE H. DE LA ROCHE

Le diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964, cf. Annexe II) permet de retrouver de façon plus explicite cette lignée granitique du granite de Colle-Blanche aux granites de Turbat-Lauranoure et des Etages (fig. 138). Chaque massif est ici représenté par deux sous-groupes complémentaires de points de même abscisse, d'ordonnée y_1 et y_2 . Selon y_1 comme selon y_2 , les aires de représentation des différents massifs s'alignent depuis le terme monzodiorite quartzifère à amphibole des granites de Colle-Blanche et de Moutières jusqu'aux termes peracides des granites de La Bérarde et du Promontoire. Chaque massif apparaît comme la continuation du précédent ; un léger hiatus subsiste toutefois entre les groupes d'analyses et souligne la séparation de cette lignée granitique en massifs indépendants. Ce hiatus est essentiellement marqué au niveau de la charge en alcalins (altitude Z des points représentatifs) qui tout en augmentant progressivement à l'intérieur de chaque massif, procède par petits sauts brusques entre deux massifs.

Ce diagramme fait également apparaître la relative indépendance des massifs granitiques de La Bérarde - Promontoire, (du Gioberney), de Pétarel et du Grun, dont les groupements de points s'allongent obliquement sur l'alignement Colle Blanche - Turbat. De plus, leur cote Z est généralement supérieure.

J'ai aussi reporté sur ce diagramme les points représentatifs du granite et des rhyolites pénecontemporaines du Combeynot qui selon Barbieri (1970) et Lacombe (1970) constituent les termes ultimes de la granitisation du Haut-Dauphiné (*). On voit que les points représentatifs de ces échantillons s'étalent à partir de l'alignement principal, ce phénomène est dû essentiellement à d'assez fortes différences dans la charge en alcalins et dans leur répartition entre le potassium et le sodium.

Au total, la charge en alcalins varie de façon croissante depuis le granite de Colle-Blanche jusqu'au granite de La Bérarde-Promontoire. Mais cette variation est plus rapide que celle donnée par de La Roche et qui constitue une surface de référence moyenne tirée de statistiques sur les roches ignées. Le granite de Colle-Blanche (et celui d'Orgières) se situe sous cette surface de référence tandis que le granite du Bourg est approximativement à son ni-

(*) Il est difficile d'utiliser les analyses publiées par Bellair (1948) : soit que les échantillons ne soient pas représentatifs ("granite" prélevé au Doigt de Dieu), soit que les analyses elles-mêmes aient été entachées d'erreur, notamment dans la mesure des teneurs en alcalins.

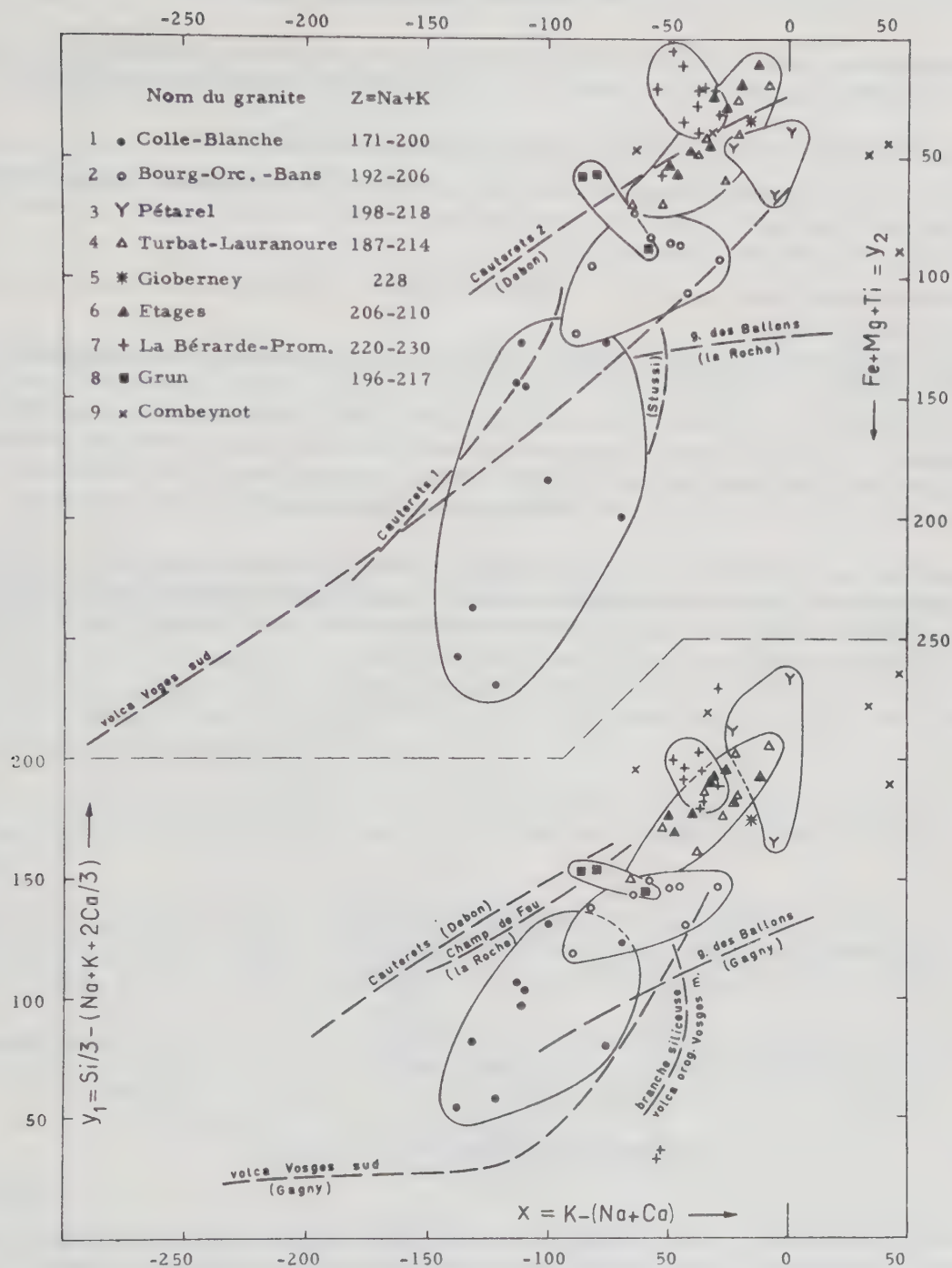


Figure 138 - Présentation chimico-minéralogique de l'association granitique du Haut-Dauphiné. (Diagramme de H. de La Roche, 1964, explication en annexe).

veau et que les granites de Turbat-Lauranoure ($z = 187$ à 214), des Etages ($z = 206$ à 210), de Pétarel ($z = 198$ à 218) et de La Bérarde-Promontoire ($z = 220$ à 230) sont situés au-dessus de cette surface.

On notera enfin que le granite du Grun possède une situation un peu particulière, notamment pour les échantillons B.A41* et B.B32*, les plus sains : le rapport z/y_1 est encore plus fort que pour les autres granites.

Ainsi, dans l'association granitique du Haut-Dauphiné peut-on distinguer pour le moment :

- une association occidentale (Colle-Blanche à Etages), dont l'alignement sur le diagramme chimico-minéralogique montre une inclinaison forte (proche de 60°), typique d'une lignée monzonitique. Le volume total des granites qui la compose est relativement faible ;
- un épanouissement localisé surtout au centre et au Nord-Est du massif. Il est formé par un volume beaucoup plus considérable de matériel granitique ;
- des massifs granitiques isolés comme ceux de Pétarel et du Grun, que certaines particularités distinguent.

J'ai reporté à titre de comparaison un certain nombre d'autres lignées granitiques ou volcaniques décrites dans la littérature : volcanisme des Vosges méridionales et granites des Ballons (Gagny, 1968), branche siliceuse du volcanisme orogénique des Vosges méridionales (Stussi, 1969), association granitique du Champ du Feu - Vosges septentrionales (de La Roche et von Eller, 1969), granites de Cauterets (Debon, en préparation).

Aucune de ces associations ne se superpose à celle du Haut-Dauphiné bien qu'elles convergent toutes à peu près vers la même zone. La lignée du Haut-Dauphiné est en fait comprise entre celles des Vosges méridionales et celles du Champ du Feu et de Cauterets. (Seul le granite de Senones a une aire de représentation qui l'apparente

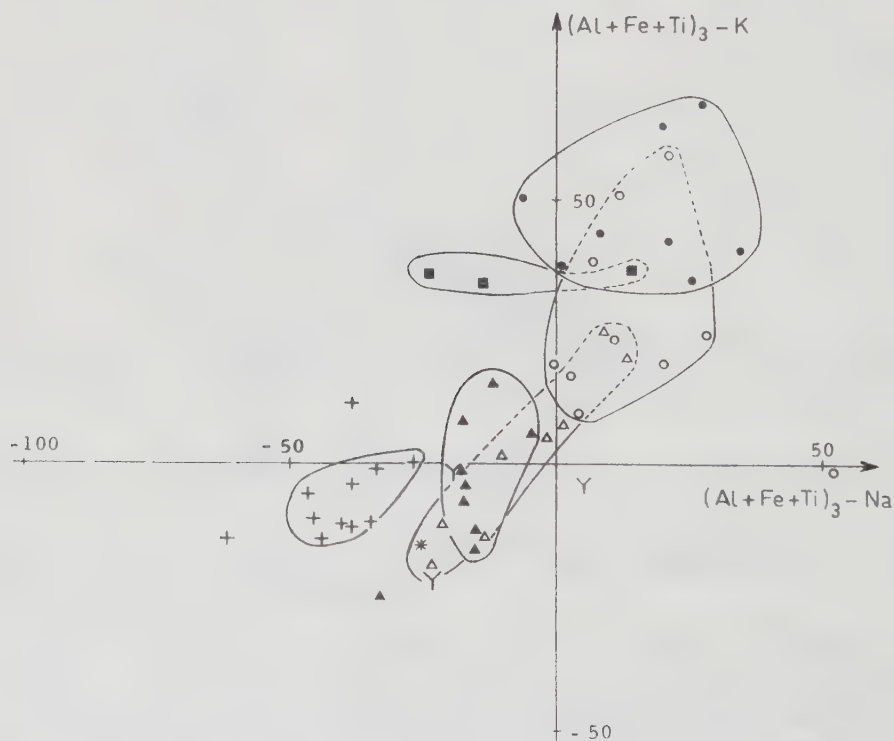


Figure 139 - Diagramme Al, Fe, Ti, Na, K de Moine et de La Roche (1968) pour les granites du Haut-Dauphiné (mêmes figurés que ceux de la figure 138).
(Explication du diagramme en annexe).

au granite du Bourg). De plus, les faciès les plus basiques du Haut-Dauphiné le sont beaucoup moins que ceux des autres lignées ; il n'y a pas de termes plus basiques que ceux des enclaves du granite de Colle-Blanche.

Enfin, aucune relation n'apparaît entre la lignée granitique du Haut-Dauphiné et le volcanisme spilitique de la zone corticale (Le Fort et Ehrström, 1970).

Une partie de ces faits ressort également sur le diagramme $(Al + Fe + Ti/3 - Na)$, $(Al + Fe + Ti/3 - K)$ donné ici à titre complémentaire (fig. 139).

V CONCLUSION GÉNÉTIQUE

D'une façon synthétique, on peut dire que l'ensemble des granites étudiés se divise en deux groupes principaux (fig. 140) : d'un côté, l'association monzonitique occidentale des granites de Colle-Blanche, du Bourg, de Turbat-Lauranoure et des Etages (★) ; de l'autre, les trois massifs du Grun, de Pétarel et surtout de La Bérarde - Promontoire.

1 - LA LIGNÉE MONZONITIQUE DU HAUT-DAUPHINÉ

Les enclaves des granites de Colle-Blanche représentent les termes les plus basiques de la lignée monzonitique du Haut-Dauphiné (fig. 140). Aucun lien sur le terrain, aucune liaison chimique, ne sont apparus au cours de ce travail, entre ces enclaves et une quelconque formation cristallophyllienne (sauf peut-être les gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan). Par contre l'unité intrinsèque de la lignée monzonitique apparaît nettement d'un massif de granite à l'autre : granite d'Orgières à cheval entre ceux de Colle-Blanche et du Bourg, enclaves du granite des Etages (D.W22★) à chimisme de granite de Colle-Blanche. L'évolution très progressive de cette lignée vers des termes acides est également nette.

Ainsi, au milieu d'un ensemble de formations à histoire complexe, à chimisme relativement varié, la lignée monzonitique apparaît remarquable par la constance de ses tendances chimiques apparemment étrangères, et par sa continuité.

Au vu de la figure 140, on est tenté de distinguer deux phases dans l'élaboration des granites de la lignée monzonitique. Au cours de la première de ces phases, un processus de grande ampleur permettrait la constitution d'un stock latitique qui, au cours de la seconde phase, évoluerait vers des termes de plus en plus acides.

Plusieurs des processus qui peuvent être envisagés font appel à des phénomènes profonds : je commencerai donc, avant de les présenter, par rappeler quelques hypothèses sur la constitution des couches supérieures de la Terre.

1/ Rappel de la constitution du globe terrestre

a - Architecture

D'après les données de la géophysique et de la géochimie, on divise la Terre en trois parties : l'écorce, le manteau et le noyau, séparées par les deux discontinuités majeures de Mohorovicic et Wiechert-Gutenberg. L'écorce a une épaisseur qui varie de quelques kilomètres dans certaines zones océaniques à plus de 60 km dans certaines zones continentales. La discontinuité de Mohorovicic, à une profondeur moyenne de 33 km, sépare l'écorce du manteau ; elle correspond à une variation brusque de la densité des matériaux qui passe de 2,8 g/cm³ à 3,3 g/cm³ dans le manteau, ainsi qu'à une croissance soudaine de la vitesse des ondes élastiques longitudinales V_p qui passe de 6,4 à 8,1 km/sec dans le domaine océanique comme dans le domaine continental.

(★) Ces deux derniers massifs ont un chimisme très proche du granite du Mont-Blanc.

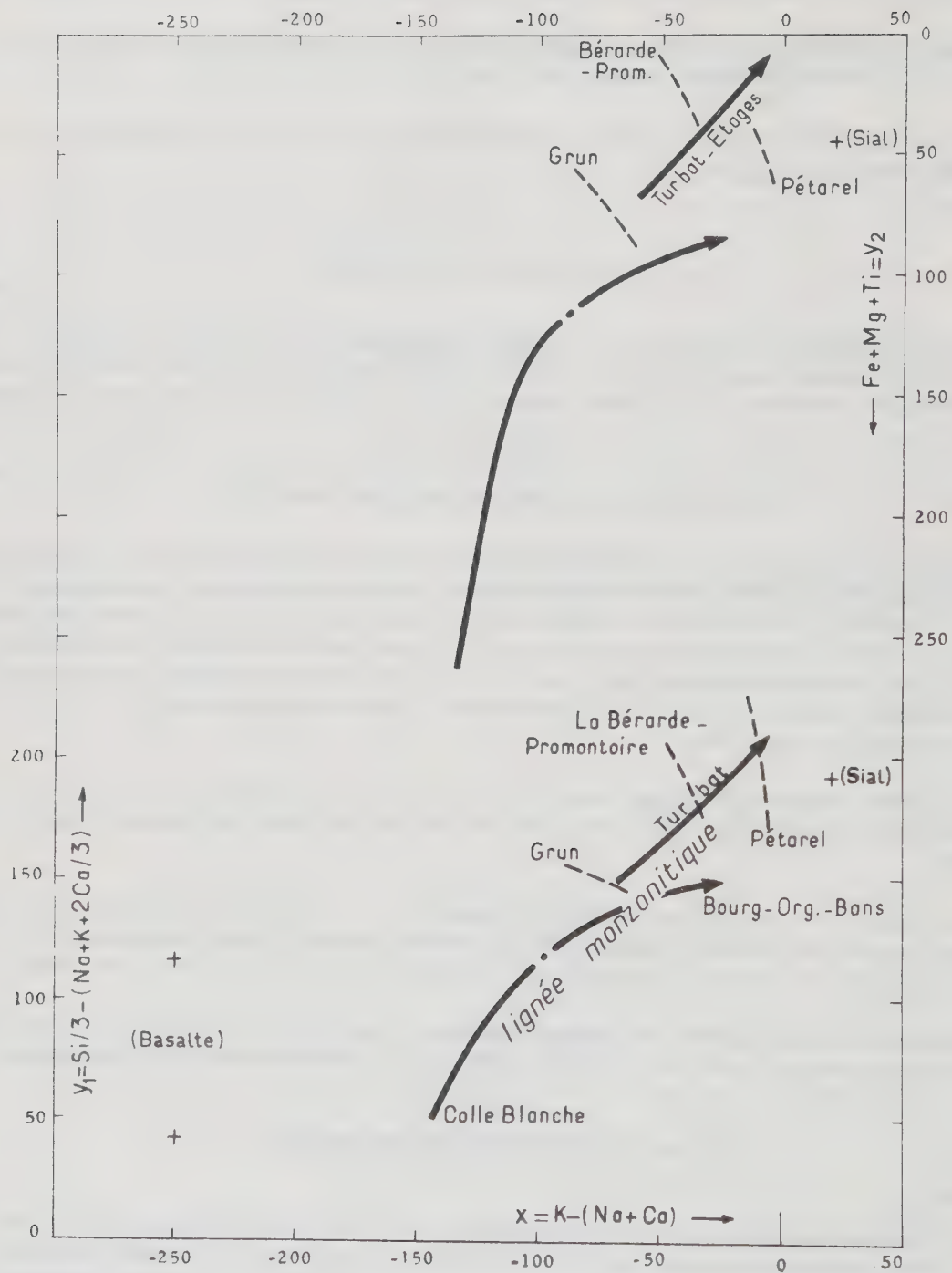


Figure 140 - Diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche : essai d'interprétations et de classifications des granites du Haut-Dauphiné.

Depuis Bullen (1953), le manteau peut se diviser en trois couches : B de 33 à 413 km probablement homogène, C de transition entre 413 et 984 km, D probablement homogène s'étendant jusqu'à la discontinuité de Wiechert-Gutenberg à 28 981 km.

La nature pétrographique et géochimique du manteau a fait l'objet d'assez nombreuses publications ces dernières années. L'hypothèse selon laquelle la discontinuité de Mohorovicic pourrait être de nature physique (transition basalte-gabbro $\longrightarrow$ élogite) est généralement rejetée. Il lui est préféré une discontinuité de nature chimique, reflétant bien mieux la brutalité de cette discontinuité. C'est l'hypothèse d'un contact basalte-gabbro/péridotite (Verhoogen, 1954 ; Kuno, 1959 et 1967 ; Mercy, 1967). L'existence d'une couche péridotitique a été suggérée par deux constatations pétrographiques : la présence de nodules ultrabasiques dans les basaltes et l'occurrence de roches ultrabasiques d'origine primaire.

Cette couche, dénommée "pyrolite" par Green et Ringwood (1963), aurait une composition d'une partie de basalte pour trois parties de dunite, composition très proche des chondrites "normales" (chondrites des groupes V et VI). C'est le modèle chondritique de la Terre, modèle le plus couramment admis. Il pose cependant une série de problèmes, résolus en fonction d'hypothèses plus ou moins en accord avec les données et théories actuelles concernant l'histoire du système solaire. Il en est ainsi, par exemple, de l'excès de Fe et de Si, qui, pendant l'étape de différenciation de la Terre, seraient transférés du manteau (domaine chondritique) vers le noyau. Enfin, comme le note Mercy (1967), "il est essentiel pour de tels modèles que la composition chimique des chondrites soit uniforme, afin que les concentrations moyennes de chaque élément aient un sens quant à leur relation avec la composition de la Terre et sa différenciation en coeur, manteau et croûte". Or cette composition apparaît de moins en moins uniforme (Mercy, 1967) et laisse planer quelques doutes sur l'adéquation du modèle proposé. Dans l'état actuel de nos connaissances, il reste cependant le plus adapté.

D'ailleurs, la couche B du manteau ne semble pas de nature uniforme ; elle serait composée d'une superposition de couches péridotitiques légèrement différentes. Kuno (1967) imagine sous Honsyu (Japon) la succession suivante : écorce jusqu'à 25 ou 30 km ; couche mince probable de péridotite à plagioclase ($V = 7,5$ km/s) se biseautant vers l'Est sous le Pacifique ; couche de péridotite sans grenat jusqu'à 100 ou 150 km^P ; couche de péridotite grenatifère au-delà.

b - Structure thermique

La structure thermique de la Terre a fait l'objet d'une volumineuse publication de Lubimova (1967). A partir des données thermiques obtenues dans l'écorce, de la température des émissions volcaniques, de la constitution de la Terre et de la théorie de l'évolution thermique de la Terre, on peut établir une série de courbes assez semblables (fig. 141).

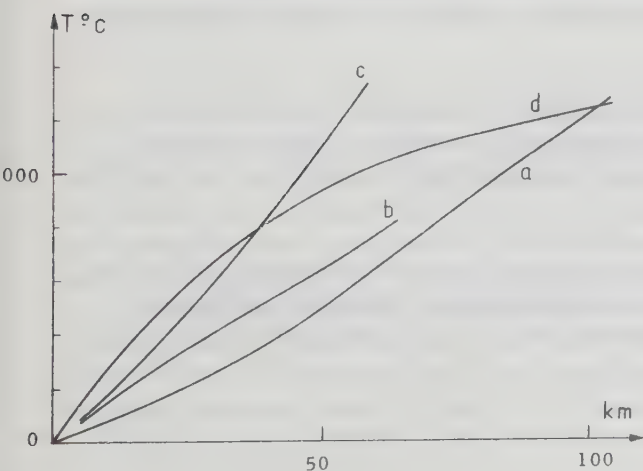


Figure 141 - Distribution supposée des températures dans la croûte terrestre et le manteau supérieur (d'après Lubimova, 1967).

a : bouclier baltique d'après les données de flux thermique dans la péninsule de Kolsky, b : arc insulaire des Kouriles ; c : croûte océanique près de l'île Iturup ; d : zone continentale d'après la théorie de l'histoire thermique de la terre.

c - Conclusion

A la base de la croûte terrestre, on peut donc estimer que les températures atteignent 100 à 200°C sous les océans et 400 à 1000°C sous les continents. Même dans ce dernier cas, elle sont insuffisantes pour former un magma basaltique (la température de fusion d'un basalte est d'environ 1200°C + 10°C/Kbar).

Selon Kuno (1967), la génération des différents basaltes devrait donc se produire au sein de la couche péridotique. Lorsque la profondeur à laquelle se forme le magma augmente, celui-ci s'enrichit en alcalin tandis que sursaturé de silice au départ il devient sous-saturé (cf. expériences de Kushiro, 1965, in Kuno) ; c'est-à-dire qu'il suit grosso-modo la lignée tholéiite-basalte alcalin à olivine-basalte à néphéline.

On notera que cette explication s'accorde avec ce que l'on connaît de la répartition du volcanisme dans les guirlandes insulaires, notamment sur le pourtour du Pacifique. On peut même envisager dans ce cas que "l'invagination" des croûtes océaniques sous les arcs insulaires provoque la fusion partielle de la couche de péridotite le long de son plan de descente tandis que les tremblements de terre lui fraient la voie vers la surface.

2/ Hypothèse de la formation d'un stock latitique et de son évolution ultérieure

Dans le cadre schématique d'une évolution en deux phases, on peut classiquement envisager plusieurs processus physicochimiques qui aboutiraient à la production d'un stock ("magma") latitique et à son évolution : la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique ; la contamination d'un magma basaltique par l'assimilation de roches du socle ; l'anatexie des roches sous-jacentes.

a - Le processus de cristallisation fractionnée

Le processus physicochimique de la cristallisation fractionnée, moteur principal de la différenciation magmatique (Bowen, 1928), a été mis en évidence dans des groupements de roches essentiellement volcaniques et basiques. Seules les séries tholéitiques initialement sursaturées en silice évoluent vers des termes acides ; les séries basaltiques alcalines au contraire conservent leur caractère sous saturé et alcalin. "Il apparaît que de faibles variations de la composition initiale des magmas peuvent donner naissance à des séries évolutives très différentes sous l'influence d'un contrôle minéralogique très strict" (Leterrier, 1970).

Bien que Bowen (1928) ait soutenu l'hypothèse que les séries calco-alcalines dérivent d'un magma tholéiitique selon ce processus, il ne semble pas que l'on ait pour le moment trouvé d'exemple probant d'un tel mécanisme. D'ailleurs Bowen lui-même remarquait que les roches granitiques cristallines offraient un champ de composition bien plus vaste que les laves acides correspondantes. Ceci se remarque surtout pour les alcalins, car dans un magma relativement riche en alcalins (c'est-à-dire surtout en soude) le plagioclase qui cristallise est relativement sodique ; de même la biotite qui peut cristalliser aura tendance à amortir l'enrichissement en potassium du magma restant (Bowen, 1928).

La production d'un magma latitique dans de telles conditions apparaît problématique. D'ailleurs "on ne possède que très peu de données sur les conditions d'évolution des roches en profondeur et l'extrapolation pour celles-ci des phénomènes volcaniques est très hypothétique et sujette à caution" (Leterrier, 1970). Il semble difficile d'appliquer ce schéma évolutif aux roches plutoniques.

J'ai tenté par le calcul de passer de la composition des enclaves du granite de Colle-Blanche à celle du granite du Bourg, selon un processus de cristallisation fractionnée. Pour cela j'ai retiré du premier, amphibole-biotite-plagioclase dans des proportions variables. Pour une soustraction de 15 % de plagioclase An 40, 10 % de biotite et 25 % d'amphibole on obtient le résultat suivant :

	granite du Bourg	15 / 10 / 25
SiO ₂	68,32	64,12
Al ₂ O ₃	15,49	15,63
Fe ₂ O ₃	3,69	3,41
MnO	0,08	- 0,04
MgO	1,54	4,34
CaO	2,56	2,96
Na ₂ O	3,28	3,66
K ₂ O	4,51	5,23
TiO ₂	0,51	0,75
	99,98	100,06

L'écart principal se situe au niveau du magnésium ; mais l'ajustement de la composition du magnésium déséquilibrerait celle des alcalins ou du calcium. Malgré ces écarts, il n'en reste pas moins que compte-tenu de la composition chimique hypothétique des minéraux cristallisés, ce mécanisme est arithmétiquement plausible. On peut envisager qu'il prenne place en profondeur avant la mise en place de chaque batholithe par pulsions successives, ce qui expliquerait à la fois la très grande continuité d'évolution, mais également l'homogénéité de chaque massif et les caractères particuliers qui le distinguent de ses voisins. Plus le temps de mise en place serait long, plus les minéraux mafiques et le plagioclase auraient cristallisé et plus ceux-ci auraient eu le temps de se sédimenter. Si cela était vrai pour les granites de type Bourg ou Turbat, il reste que dans le cas du granite de Colle-Blanche, l'hétérogénéité du massif ne saurait s'expliquer par une formation en un seul temps ; plusieurs phénomènes granitisants ont dû s'y succéder.

b - La contamination d'un magma basaltique

L'hypothèse de la contamination d'un magma basaltique par l'assimilation plus ou moins importante de matériel sialique est également envisagée depuis longtemps. "Seule l'hybridation peut, par son intensité et par les volumes mis en jeu, rendre compte du caractère hypermagnésien et potassique des faciès latitiques" (Stussi, 1970, à propos du volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales). Récemment encore, Gagny (1968) en proposait le mécanisme pour expliquer la genèse du granite des Crêtes et de son cortège filonien. Pour cet auteur, le magma est essentiellement source de chaleur, aussi fait-il fondre partiellement ou totalement les panneaux du socle qui le limitent (intumescence). Ces "jus fondus" peuvent alors soit être assimilés par le magma, soit s'échapper librement vers le haut. Il en résulterait toute une série de manifestations plus ou moins hybrides.

Ce mécanisme apparemment simple pose des problèmes quant à la quantité de chaleur nécessaire à la fusion des roches sialiques et quant à la façon dont les "jus fondus" peuvent se mélanger avec le magma basaltique. L'énorme quantité de chaleur nécessaire pour fondre les panneaux de socle (65 cal/g pour une roche granitique) oblige à considérer, soit que le magma basaltique est de très grande taille (mais alors son chimisme sera peu modifié par cette assimilation), soit que le magma basaltique est en état de surchauffe (ce qui ne s'explique pas facilement, mais qu'un processus de cristallisation fractionnée peut contribuer à faire). Quant au problème du mélange des deux magmas, il semble encore plus complexe : les magmas ont en effet des densités différentes qui ne favorisent pas leur mélange mécanique, mais surtout, la vitesse de diffusion ionique dans un magma est extrêmement faible et presque négligeable à l'échelle des phénomènes considérés (de l'ordre de 10⁻⁴ ou 10⁻⁵ cm/an pour H⁺ et OH⁻). Il n'est pas certain que le seul brassage des mouvements de convection aidés par les pulsions orogéniques puissent suffire à homogénéiser le magma.

D'autre part, l'application brutale de ces règles de mélange amène à s'apercevoir que les conditions sont très strictes. Pour obtenir la composition chimique approximative des enclaves du granite de Colle-Blanche à partir de l'un quelconque des six basaltes types de Kuno (1967), il faut y mélanger des quantités considérables d'une autre roche. Le calcul m'a montré que le mélange :

$$2 \text{ basaltes} + 1 \text{ roche X} = 3 \text{ enclaves Colle-Blanche}$$

aboutissait à des impossibilités (valeur négative, par exemple, de la teneur en Fe_2O_3 , CaO et TiO_2 de la roche X). Un mélange en proportions égales du basalte et de la roche sialique aboutirait à des résultats moins absurdes :

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2 ...
(1)	59,9	15,1	1,9	0,1	4,6	1,7	4,0	5,5	(- 0,6)
(2)	61,2	13,4	3,4	0,1	3,7	1,6	3,1	5,9	0,1

Tableau 18 - Composition chimique d'une roche sialique dont le mélange à proportions égales avec (1) une tholéiite ou (2) un basalte alcalin à olivine, formerait une roche de composition chimique voisine de celle des enclaves de Colle-Blanche.

On voit qu'il s'agit de compositions syénitiques assez particulières par suite de la faible teneur en fer et de l'intervention du calcium et du magnésium. Peu importe d'ailleurs car le seul but de cet exemple est de présenter la difficulté d'application d'une hypothèse apparemment simple et dont il est délicat de saisir le mécanisme et d'apprécier l'importance.

Au cours de la phase évolutive ultérieure, l'hypothèse d'une contamination fait de nouveau appel aux mêmes processus. Ils prendraient nécessairement place cette fois-ci dans le socle, ou à la rigueur, à sa base. En leur faveur, on ne peut nier que les granites ont pris place dans des structures de socle qu'ils ont parfois tronquées en partie. C'est le fameux "room-problem" de Daly, et l'on sait comment cet auteur pensait que beaucoup de plutons créaient leur espace par abattage de panneaux d'encaissant au toit et au mur. L'assimilation de tels panneaux à composition granitique favorise évidemment l'évolution du magma latitique vers des termes plus granitiques. Dans une telle perspective, les différences que l'on observe de massif à massif pourraient être dues non plus tant à la durée qui a précédé leur formation qu'à la hauteur de celle-ci dans l'écorce terrestre : plus un granite s'élève, plus il assimile des portions importantes de socle.

c - La mobilisation partielle ou totale des roches d'un socle

On a vu au cours de ces dernières années se multiplier les expériences de fusion expérimentale de systèmes silicatés artificiels ou naturels, en présence d'eau. Le processus de l'anatexie est donc probablement le mieux connu de tous les mécanismes envisagés. La plupart des gneiss soumis à ces expériences commencent à fondre vers 680°C sous des pressions d'eau de l'ordre de 2 Kbar. La composition de la phase initiale est voisine de celle de l'eutectique du système $\text{Q}-\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}-\text{H}_2\text{O}$ correspondant, mais la fusion totale de la roche (liquidus) s'observe à des températures d'autant plus élevées que l'écart entre la composition de la roche et celle de l'eutectique est plus grand. La différence de température entre solidus et liquidus peut ainsi atteindre 170°C dans les expériences de Steuhl sur une paragenèse à biotite de la Forêt Noire (in Mehnert, 1968). Si d'autres éléments que l'eau entrent dans la phase fluide (HCl , HF par exemple) les températures de solidus et liquidus sont abaissées.

Des températures de l'ordre de 600 à 800°C sont fréquentes à la base de la croûte continentale où les conditions sont alors réunies pour qu'apparaisse un début de fusion. Sont-elles suffisantes pour aboutir à la formation d'un magma latitique, à sa ségrégation, puis à son évolution ?

Sur le plan chimique, une roche de composition monzonitique finira toujours par donner, lorsque la fusion sera complète, un bain latitique. Admettre que la roche mère est monzonitique ne fait que repousser le problème.

me. Si la fusion n'est pas complète, la production d'un bain potassique est favorisée par : une faible pression d'eau (on sait que c'est le cas des roches cristallophylliennes en profondeur) ; la présence de HCl ; un rapport Ab/An faible.

Mais le premier et le dernier de ces facteurs favorisent également la silicification du bain. Par la suite, la teneur initiale de la roche en Or virtuel est importante, mais la température doit augmenter fortement (cf. Winkler, 1966, p. 164).

L'anatexie ne semble donc pas en mesure de produire de grosses quantités de bain latitique à partir de roches dont la composition serait très différente, car il est peu vraisemblable que les conditions de pression, de pression d'eau, de température... puissent rester constantes sur des domaines suffisamment grands. Dans le cas où la roche mère ne serait pas homogène, on retrouve le problème de l'homogénéisation déjà évoqué au paragraphe précédent.

On pourrait toutefois envisager une action anatectique en deux temps. Dans un premier temps, l'anatexie partielle de formations gneissiques aboutirait à la ségrégation d'un bain granitique et à sa séparation d'une masse de restites à tendance monzonitique (Mehnert et Busch, 1966). Dans un deuxième temps, la fusion avancée de ce matériel dégranitisé aboutirait à la formation d'un stock latitique homogène. Les traces du mobilisat du premier temps n'ont toutefois pas été observées.

Enfin, on ne saurait oublier l'hypothèse de Didier et Roques selon laquelle la formation d'un massif granitique procéderait en deux temps : une première étape microgrenue précéderait la véritable granitisation. Cette hypothèse pose toutefois des problèmes quant à la façon dont auraient pu apparaître des contacts comme celui du granite de Turbat avec celui d'Orgières, l'ellipse que dessine la bordure du granite de Turbat venant recouper et oblitérer celle du granite d'Orgières dont il subsiste quelques enclaves. Ce mécanisme, séduisant à bien des points de vue, semble obliger dans ce cas à multiplier inutilement par deux des phénomènes dont l'explication est déjà malaisée.

3/ Tentative de conclusion

Aucun des trois processus sommairement envisagés ne semble se suffire à lui-même. A vrai dire, le problème de la formation du stock latitique est le plus difficile à concevoir.

On peut aborder le problème sous un autre angle et considérer que l'on dispose à l'origine de deux ensembles chimiquement bien distincts : une croûte continentale sialique qui peut surmonter une masse basaltique. Sur le diagramme de la figure 141, on voit que les points représentatifs de ces deux ensembles sont situés de part et d'autre de la lignée monzonitique : le granite du Bourg, point moyen de cette lignée est sensiblement situé aux deux tiers de la droite qui joint ces deux points. Par ailleurs, le volume des granites dont les points représentatifs sont situés sous cette droite, est relativement faible (granite de Colle-Blanche et enclaves de ce même granite).

On peut alors se demander si un mécanisme exposé par Daly ("Igneous rocks...", première édition) et repris par Bowen (1928), celui de l'assimilation-différenciation, n'apporte pas une solution adéquate au problème de l'origine de la lignée monzonitique. Selon cette hypothèse, plus un magma basique assimile les roches à son contact, plus sa différenciation s'accroît. Mais l'assimilation change la composition globale du magma, le contamine et accroît le caractère potassique de l'ensemble igné. Si ce mécanisme était réalisé, la différenciation accompagnerait l'assimilation, et le "magma latitique" ne serait pas une souche nouvelle, indépendante de la différenciation jusqu'aux quartz latites.

En définitive, ceci revient à faire concourir deux des processus simples envisagés plus haut dans l'édification de la lignée monzonitique.

Une remarque s'impose : la lignée occidentale des granites n'est pas la seule à posséder un caractère monzonitique ; nous avons rencontré toute une série de formations d'origine volcanique probable et qui ont elles aussi un

caractère latitique (gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan, gneiss ocellaires et porphyroïdes de l'Alpe-du-Pin...). Il règne en Haut-Dauphiné, et même dans l'ensemble des massifs cristallins externes alpins un climat monzonitique.

De telles manifestations régionales, à caractère monzonitique affirmé, ne sont connues que dans des zones orogéniques intéressant un socle sialique (Vosges, Andes, partie occidentale de l'Amérique du Nord...). Elles n'en sont d'ailleurs pas caractéristiques. On peut cependant se demander si la formation de ces provinces monzonitiques n'est pas liée à l'expansion générale des fonds océaniques. Si l'enfoncement de cette croûte sous le socle peut faire naître des magmas basaltiques (cf. p. 269), l'enfoncement d'une croûte sialique peut faire naître un magma latitique par fusion anatectique du socle, assimilation de celui-ci par le magma basaltique, précipitation concomitante des parties les plus basiques de ce socle.

Ce schéma n'a toutefois rien d'une explication. Je reste conscient du fait que son éloignement par rapport à nous facilite la conception des mécanismes envisagés.

2 - LES GRANITES À DEUX MICAS (LA BÉRARDE - PÉTAREL - GRUN)

L'homogénéité chimique du granite albitique à deux micas de La Bérarde - Promontoire est frappante. Tandis que tous les massifs de la lignée monzonitique montrent une évolution chimique interne, d'ailleurs remarquablement continue, celui-ci, le plus grand de tous, est celui dont la composition offre le moins de variations. Ce granite semble représenter un état d'équilibre que seules des manifestations alpines superficielles viendront modifier. L'homogénéité n'est autre qu'un état d'équilibre momentané.

La plupart des facteurs granitisants envisagés sont également des facteurs évolutifs ; l'intensité de leur action est généralement proportionnelle à l'importance des gradients qui les causent. En d'autres termes, c'est le déséquilibre (chimique, thermodynamique...) qui appelle l'équilibre, mais celui-ci ne peut être atteint qu'à la limite. Il faut pour cela un facteur assez puissant ou rapide et un laps de temps suffisant.

Le cas du granite de La Bérarde pose donc deux problèmes : quelle est la nature de l'équilibre atteint, quel est (ou sont) le facteur d'équilibre suffisamment rapide ? Or, la douzaine de kilomètres qui sépare horizontalement les deux prélèvements géochimiques les plus éloignés que j'ai effectués, représente, à l'échelle des temps géologiques et des facteurs que l'on peut envisager, une distance appréciable. Elle suppose une mobilité que seule pour le moment une phase aqueuse semble pouvoir posséder. D'ailleurs le cas du granite de La Bérarde n'est pas isolé dans l'ensemble des Alpes externes ; Boucarut (1967) décrit dans le massif de l'Argentera un granite semblable dont la texture et la minéralogie même sont assez variables (granite à grenat spessartine analogue au granite du Cray).

1/ Comparaison et opposition des granites à deux micas

Dans le système Q-Ab-Or, le point représentatif du granite de La Bérarde - Promontoire a pour coordonnées 34,6 - 36,6 - 28,8 et un rapport $Ab/An \sim 12$. Il se situe à droite du minimum cotectique M du système Q-Ab-Or- H_2O pour $P_{H_2O} = 2$ Kbar, non loin de la ligne cotectique (fig. 142). On sait (Winkler, 1966) que si P_{H_2O} diminue, M s'éloigne du pôle Ab ; pour $P_{H_2O} = 0,5$ Kbar, M vient en M_1 sur la figure 142. De P_{H_2O} même la présence de faibles quantités de HCl diminue la température eutectique et attire le minimum M vers le pôle Or ; pour une concentration de 0,05 mole de HCl par litre, le point M vient en M_2 .

On peut donc envisager que le granite de La Bérarde corresponde à la composition eutectique d'un système Q-Ab-An-Or- H_2O -HCl pour un rapport $Ab/An = 12$, une pression fluide un peu inférieure à 2 Kbar et une certaine concentration en HCl (présence de biotite). La température eutectique serait alors voisine de 660°C.

On remarque également que le point représentatif du granite de La Bérarde est situé sur la droite qui joint le point eutectique pour $Ab/An = 12$ au sommet Or. Il n'est donc pas impossible non plus que le caractère potassique

de ces granites provienne d'une métasomatose potassique généralisée, tardive dans l'histoire du granite et à laquelle correspondrait notamment l'apparition de muscovite. Cette hypothèse rejoindrait en partie celle de Lameyre et Roques (1964) pour la muscovitisation des granites de La Pierre-qui-Vire et d'Echassières : "la muscovitisation modifie la composition chimique initiale qui correspond à un minimum thermique pour de hautes pressions d'eau (les auteurs envisagent 3,6 Kbar dans le cas de ces granites) et entraîne son glissement vers les minimums de basse pression (1 Kbar)". Toutefois, des études en cours sur divers massifs à deux micas de Bretagne et du Massif Central français, mettent l'accent sur les réactions concomitantes de muscovitisation, silicification et albitisation.

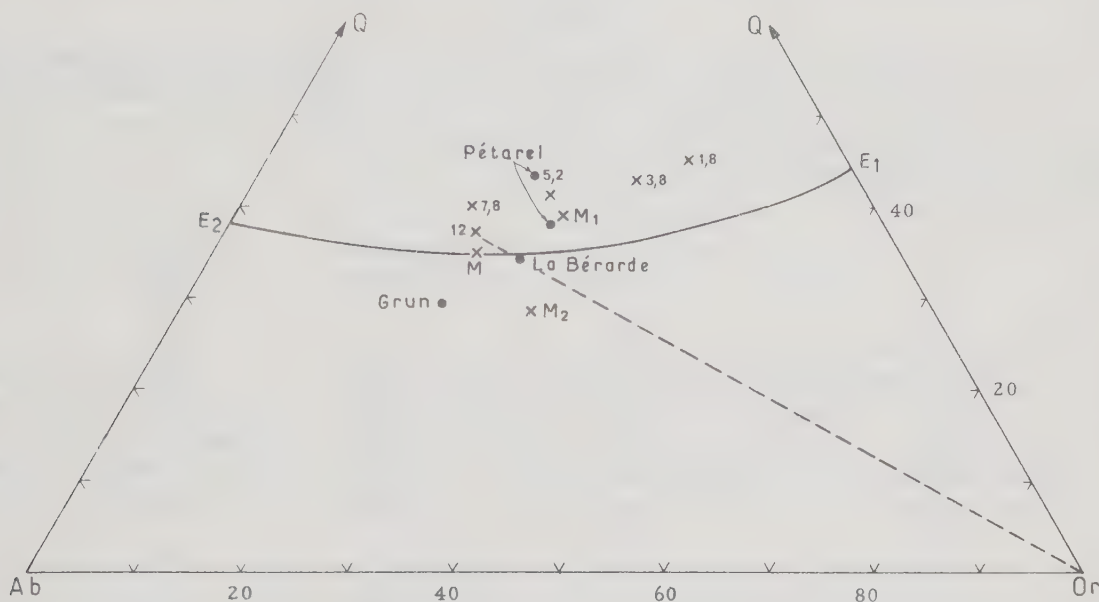


Figure 142 - Triangle Q-Ab-Or pour les granites à deux micas du Haut-Dauphiné.

X: points eutectiques pour différents rapports Ab/An ; M: minimum de la ligne cotectique $E_1 E_2$. Le potassium de la muscovite est compté comme orthose. Celui de la biotite est soustrait. $P_{H_2O} = 2$ Kbar.

Quant au granite du Grun, ses coordonnées Q-Ab-Or sont (en ne tenant pas compte de la chloritisation de l'actuelle biotite) 29,5-46,0-24,5 avec un rapport Ab/An = 4,7. La composition très particulière de ce granite qui se retrouve exactement dans le granite des Sept-Laux (Belledonne, 40 km plus au Nord), correspondrait à celle d'un minimum eutectique du système Q-Ab-An-Or pour de très fortes pressions d'eau.

Enfin pour le granite de Pétarel, les coordonnées des points représentatifs des compositions extrêmes (O.C2A* et O.C51*) dans le triangle Q-Ab-Or sont (fig. 142) :

- 43,7 - 30,3 - 26,0 avec Ab/An = 37 (O.C2A*)
- 38,0 - 31,7 - 30,3 avec Ab/An = 7,8 (O.C51*)

Ces points correspondraient très exactement aux points eutectiques du système Q-Ab-Or-An- H_2O pour le rapport Ab/An correspondant et à une pression d'eau faible (0,6 Kbar par extrapolation des données, cf. Winkler, 1966). A cette pression, la teneur en eau du bain saturé serait de 2 % (Burnham, 1967).

2/ Quelques comparaisons

On sait que les granites du Massif Central français peuvent être classés en deux groupes distincts : les leucogranites à muscovite d'une part, les granodiorites monzonitiques quartzifères d'autre part (Didier et Lameyre,

1969). Cette distinction, basée sur la composition minéralogique et chimique des granites, figure depuis longtemps sur la carte géologique au 80 000e de la France ; elle est marquée par un certain nombre d'autres caractères tels que "la nature des enclaves, et en particulier, la présence d'enclaves microgrenues basiques dans les seuls massifs intrusifs de granodiorites et de granites monzonitiques" (Didier et Lameyre, 1969, p. 236).

Dans le Haut-Dauphiné, la coupure minéralogique et chimique qui isole relativement le granite de La Bérarde-Promontoire (leucogranites) des autres granites, s'accompagne de différences quant à la taille, la fréquence et la nature des enclaves ; beaucoup plus rares dans le granite de La Bérarde, elles sont aussi de taille beaucoup plus importante, mais ce sont des enclaves microgrenues basiques (cf. D.W52*).

L'assimilation du granite de La Bérarde aux leucogranites de Didier et Lameyre n'est donc pas totale, malgré le hiatus comparable qui existe entre ce granite et la lignée monzonitique sud-occidentale. D'ailleurs, sur le plan chimique, les "leucogranites" du Haut-Dauphiné, ceux du Massif Central, ainsi que ceux de Bretagne (Cogné, 1960), présentent de notables différences.

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	75,3	72,03	73,7
Al ₂ O ₃	12,5	15,22	15,3
Fe ₂ O ₃ total	1,1	1,75	1,5
MgO	0,3	1,08	0,2
Na ₂ O	3,9	3,35	2,5
K ₂ O	4,7	4,42	4,2
CaO	(0,5)	0,91	1,3
TiO ₂	0,03	0,15	0,3

Tableau 19 - Analyses chimiques moyennes comparées des "leucogranites" de La Bérarde - Promontoire (1), du Massif Central français (Didier et Lameyre, 1969) (2), de Bretagne méridionale (granites de Plogoff et Rosporden les plus acides, in Cogné, 1960, p. 212) (3).

Par rapport au Haut-Dauphiné ils ont moins de SiO₂, Na₂O, K₂O ; plus de Al₂O₃, Fe₂O₃ total, (CaO), TiO₂.

Ces différences ne sauraient toutefois masquer les ressemblances importantes qui existent, notamment sur le plan structural. Cogné (1960) a montré que les granites à deux micas de Bretagne apparaissent dans des conditions tectoniques et structurales différentes sans que s'observe aucune différence pétrographique ou chimique fondamentale. Au Sud, les granites bretons forment des feuillets parallèles subverticaux au sein des séries les plus fortement comprimées ; ils sont syntectoniques. Au Nord, ils forment des massifs atectoniques. Dans le Nord-Limousin, Barbier et Ranchin (1969) disent des granites à deux micas et quartz globuleux des Monts d'Ambazac, qu'ils se mettent en place dans des zones de détente et sont contemporains de la métasomatose. Dans les Vosges enfin, Eller (1961) insiste sur le caractère subvolcanique tardif des granites à deux micas et quartz subautomorphes de type Brézouard ou Kagenfels ; ils se disposent soit en lames, soit en massifs ; enfin Hameurt (1967) insiste sur le caractère anatectique de ces granites dans les Vosges moyennes.

Il ne semble donc pas à première vue qu'il y ait un type de gisement particulier aux granites à deux micas et quartz globuleux mais que leur histoire soit étalée dans le temps, et que, fréquemment syntectoniques et liés à de grands domaines de cisaillement, ils s'en échappent par la suite jusqu'à être reliés à un volcanisme tardiorogénique. Il est probable que leur homogénéité reflète en partie cette longue durée de leur histoire.

Dans le cas du granite de La Bérarde - Promontoire, la double appartenance au domaine syntectonique et atectonique que signalait Cogné est particulièrement suggestive. Dans le Sud en effet, le granite de La Bérarde se termine par le granite du Giobert, directement axé sur le linéament de La Pilatte. On retrouve ainsi l'image des grands alignements de leucogranite du Massif Central français qui se noient par endroits dans la masse d'un granite identique, brusquement élargi. Or ces linéaments sont a priori des plans préférentiels de circulation pour les fluides et donc des lieux d'action privilégiée pour les phénomènes de la métasomatose de percolation, c'est-à-dire pour la métasomatose à grande échelle.

3/ Conclusion

D'après ces quelques considérations, je pense que le granite de La Bérarde - Promontoire a été en grande partie façonné par des solutions aqueuses.

Dans le même ordre d'idée, le granite de Pétarel, chimiquement très proche des gneiss ocellés de Crupillouse, proviendrait de la réactivation anatectique de ce vieux granite préalablement orthogneissifié. Géométriquement, le granite de Pétarel se trouve d'ailleurs inséré entre les deux massifs principaux de Crupillouse (Pl. A, hors-texte). La faible pression d'eau qui aurait accompagné cette palingénèse est assez naturelle puisque les formations essentiellement feldspathiques dont il provient sont également pauvres en eau de constitution.

Le cas du granite du Grun semble par contre plus complexe. Si son origine était purement palingénétique, elle supposerait une pression d'eau nettement supérieure et une teneur en eau voisine de 10 %. Mais la nature des contacts du granite du Grun (et de ceux semblables de Belledonne) est aussi moins franche, avec des filons parallèles au contact dans l'encaissant. Avec Carme (1970 b) je pense donc qu'il s'agit d'une "granitisation syntectonique diffuse" hercynienne, procédant d'abord par la mise en place d'un premier granite, repris ensuite dans une palingénèse partielle métasomatique qui se marque notamment par l'albitisation et la muscovitisation du granite.

L'invariance du volume dans le cas des granites acides du Haut-Dauphiné semble peu vraisemblable. Leur mise en place suppose une certaine souplesse des éponges ; l'absence de fractures généralisées dans ces éponges souligne cela. L'étroite liaison qui apparaît sur le terrain entre leur déformation et l'emplacement des granites me semble un phénomène harmonieux qui conjugue la mobilité particulière d'une zone et l'augmentation de volume impliquée par la mise en place de masses feldspathiques aussi considérables. Amorcée par des structures tectoniques antérieures, la mise en place des granites pourrait à son tour amplifier ces structures préalables et devenir le moteur principal des déformations (Perrin et Roubault, 1948).

Ceci me semble particulièrement net dans le cas du granite albitique de La Bérarde qui a vraisemblablement été guidé par le vieux linéament de La Pilatte qu'il a ultérieurement débordé, y substituant des structures souples et amples.

Faut-il croire avec Capdevilla (1969, p. 389) que les conditions thermodynamiques d'apparition des granites albitiques soient limitées à un type de métamorphisme et que ces granites apparaissent le plus fréquemment dans les orogènes dont le métamorphisme régional est surtout de type intermédiaire de basse pression ? Pour un granite, la température du liquidus est faible ; de la quantité d'eau disponible dépend l'abondance du bain formé et la pression d'eau du système, qui apparaît donc relativement peu dépendant du type de métamorphisme régional. Celui-ci par contre pourrait influencer le type de gisement du granite par le biais des facteurs structuraux.

Au total la liaison qui existe entre tous les granites du Haut-Dauphiné, voire des autres massifs cristallins externes, est sans doute due à la reprise dans une évolution palingénétique différentielle de granites antérieurs appartenant pour certains au même cycle, pour d'autres à un cycle plus ancien. Ces granites sont "la manifestation des pulsations anatectiques correspondant à des pulsations thermiques (Glangeaud, 1959), elles-mêmes liées aux phases d'activité tectonique de l'orogénie varisque" (Rocci, 1969). Les granites sont les éléments fondamentaux du perpétuel rajeunissement des édifices polycycliques.

Chapitre II

LES APLITES ET GRANITES APLITIQUES

A — INTRODUCTION

Les aplites sont l'une des roches les plus banales du noyau du Haut-Dauphiné. Au cours de la description de ce noyau et des roches encaissant le granite, leur occurrence a été maintes fois signalée. Je ne rappellerai que leurs caractères principaux.

B — DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Ce sont des roches à gisement essentiellement filonien, très leucocrates, à grain fin à très fin.

La puissance des filons est le plus généralement décimétrique à métrique ; parfois elle peut dépasser 10 m (Evariste Chancel). rive droite du Ravin de la Condamine-en-Valgaudemar...). Je n'ai jamais cherché à suivre un filon aplitique sur toute sa longueur, celle-ci peut certainement atteindre plusieurs centaines de mètres. Par endroits, le granite aplitique forme des masses assez considérables (cf. gneiss ocellés de Crupillouse et Pl. XVII, fig. 4).

Au microscope, ce sont des roches équigranulaires pauvres en micas. Je reprendrai ici la description que nous avons faite d'un échantillon d'une aplitite filonienne provenant de l'arête sud du Bec de l'Homme (Le Fort et Pêcher, 1971 a). Sa composition minéralogique est la suivante :

- quartz (28 %) ;
- plagioclase ; albite An 8 (36 %) altérée, subautomorphe. Les macles observées sont souvent complexes, telles Albite et Manebach-Acline. D'autres échantillons montrent des plagioclases de composition plus basique, jusqu'à de l'oligoclase An 22 ;
- feldspath potassique (33 %), perthitique. A la différence des autres granites, il est souvent altéré et prend alors une teinte marron en lumière naturelle. Au contact du plagioclase on observe souvent des bourgeonnements myrmékites ;
- biotite chloritisée (3 %) en petites paillettes disséminées. L'altération de la biotite est très sélective : un individu peut être sain tandis que son voisin est totalement altéré ;

- muscovite formant de rares paillettes ;
- parmi les minéraux accessoires, on note surtout un peu d'apatite.

Cette composition minéralogique est celle d'un granite alcalin ou albitique qui, sur le diagramme de Streckeisen de la figure 134, tomberait dans l'aire du granite de La Bérarde - Promontoire (7).

En dehors de cette variété banale, j'ai rencontré deux autres types d'aprites caractérisées l'une par la cordiérite (pinite), l'autre par le grenat. Les aprites à cordiérite sont surtout abondantes dans le Nord (massif de La Meije, G.N330*), tandis que celles à grenat apparaissent plutôt dans le centre (D.X15*).

Le feldspath potassique est essentiellement du microcline. Deux analyses de l'indice de triclinité aux rayons X ont donné les résultats suivants :

D.X15* : microcline ($\Delta = 85$)
P.F72* : mélange de microcline maximum et d'orthose.

Le mélange ne s'était jamais observé dans les feldspaths potassiques de granite. Une analyse chimique du premier de ces feldspaths montre une très forte teneur en albite :

	D.X15*
Or	47,4
Ab	50
An	2,6
	100,0 %

Deux analyses de biotite chloritisée ont également été faites :

	Z		X + Y							
	si	al ^{IV}	al ^{VI}	ti	mn	mg	W	k	na	ca
P.F72*	4,67	3,32	0,55	0,06	0,08	1,05	0,62	0,47	0,05	0,09
P.J23	4,39	3,60	0,10	0,33	0,06	1,49	0,66	0,24	-	0,42

Tableau 20 - Composition molaire théorique de deux biotites chloritisées de filons d'aprites, calculée sur la base de 22 O.

Par rapport aux biotites des granites, on remarquera que la chloritisation est toujours aussi avancée ; remplissage au tiers du site W. Ces micas sont légèrement plus alumineux et beaucoup moins magnésiens.

Le grenat de l'échantillon D.X15* a également été analysé. Sa composition exprimée en pourcentages de termes extrêmes théoriques est la suivante :

almandin	67
spessartine	30
(andradite)	2
(pyrope)	1
	100

La richesse en spessartine de ce grenat est très caractéristique.

C — PRÉSENTATION CHIMIQUE DE QUELQUES APLITES

Les éléments majeurs de dix échantillons d'aplite ont été dosés au quantomètre du C.R.P.G. (analyses en annexe II). Leur origine touche à peu près à l'ensemble du massif. Un échantillon est grenatifère (D. X15★), un autre à pinite (G. N330★).

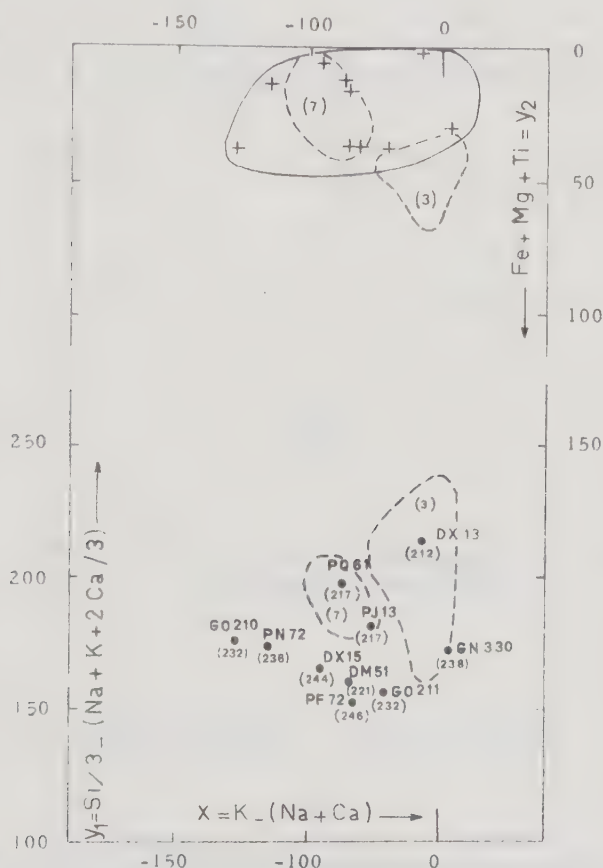


Figure 143 - Diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche pour les aplites du Haut-Dauphiné. Les aires d'extension des granites de Péta-rel (3, $z = 198$ à 218) et de La Bérarde-Promontoire (7, $z = 220$ à 230) sont représentées. (Explication du diagramme en annexe II).

Sur le diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche (1964, cf. annexe II) les points représentatifs forment un assez beau groupement (fig. 143). Ce sont des roches très pauvres en ferromagnésiens (y_2 faible) qui, de ce point de vue, ressemblent au granite de La Bérarde - Promontoire. L'ordonnée y_1 est par contre un peu plus faible dans l'ensemble, la cote alcaline Z étant d'autant plus forte que y_1 est moins élevé. Les aplites du Haut-Dauphiné forment donc un groupement qui touche à celui de La Bérarde mais qui pour la majeure partie des aplites analysées s'en distingue par une charge en quartz inférieure et une alcalinité encore plus élevée. Le rôle de K

et de Na dans cette alcalinité est assez variable quoique Na soit généralement prépondérant (fig. 144) ; c'est un caractère que possèdent d'ailleurs les granites du Haut-Dauphiné étudiés auparavant. Dans ce second diagramme, les points se groupent plutôt selon un axe parallèle à celui des ordonnées ; cette mobilité plus grande de K que du Na est assez courante dans des évolutions ignées.

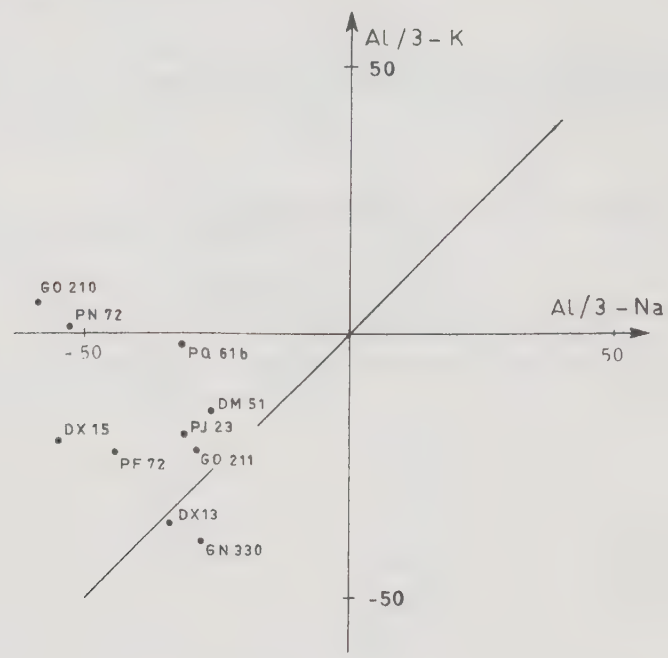


Figure 144 - Diagramme Al, Na, K de H. de La Roche (1968) pour quelques aplites.

D – PLACE DANS LA GRANITISATION

Sur le terrain, les filons aplitiques ont des densités maximales autour des massifs granitiques. Par leurs caractères chimico-minéralogiques les aplites s'apparentent également aux granites hercyniens du Haut-Dauphiné. Elles en sont de fait l'expression finale. On ne pouvait pas s'attendre à ce qu'ayant pris place sur une grande superficie, dans des terrains pétrographiquement et chimiquement très variés, à des époques peut-être légèrement différentes, elles possèdent une homogénéité comparable à celle des massifs de granite.

Pourtant leur homogénéité est remarquable : la composition des aplites se rapproche de la composition eutectique du système Q-Ab-Or dont on sait, pour des roches pauvres en anorthite, qu'elle est à 2 Kbar (P_{H_2O}), voisine de 34-40-26 avec une température eutectique de 670°C (Winkler, 1966).

D'après les analyses chimiques et la composition minéralogique on peut dire que la composition des aplites varie selon les termes suivants :

	Q	Ab	Or
D.M51*	35	34	31
D.X15*	25	42	33
G.N330*	32	32	36

Le terme Ab reste fort, ce qui est favorisé par P_{H_2O} élevé pour une composition donnée du plagioclase. L'importance sensiblement supérieure du terme Or par rapport au terme Q est, quant à elle, favorisée par la présence de HCl dans la phase gazeuse (H. von Platen, 1965). Pour 0,05 moles/l de HCl, à une pression fluide de 2 Kbar, par exemple, la composition Q-Ab-Or de l'eutectique devient 29-38-33, très proche des compositions réelles calculées.

Ainsi peut-on avancer que l'histoire granitique hercynienne du Haut-Dauphiné s'est, pour une grande part, achevée par la mise en place de ces filons (et massifs) aplitiques au cours d'une expulsion généralisée des fluides migmatiques dans des conditions de pression relativement faibles par rapport à la température. Il est en effet peu probable que la pression solide ait été fort différente de la pression fluide pour des filons sécants et tardifs. Une pression de l'ordre de 2 Kbar pour une température de l'ordre de 700°C est relativement très faible. On imagine mieux dès lors qu'à une époque peu distante de celle-ci, un volcanisme acide rhyolitique ait pu crever la surface (Combeynot, Alpe-du-Pin ?, ...).

Chapitre III

FILONS BASIQUES ET ACIDES

L'extrême variété pétrographique de ces filons (*) et leur très grande abondance m'ont paru nécessiter une étude particulière. Celle-ci effectuée en collaboration avec Juteau (Nancy) et Mme Vatin-Pérignon (Grenoble) sera publiée de façon séparée dans les travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.

Il paraît seulement intéressant de signaler ici qu'à l'instar des granites, les filons basiques apparaissent surtout dans le Sud et le Sud-Ouest du massif et perdent de l'importance vers le Nord-Est tandis que croît celle des filons acides.

(*) On y reconnaît en effet les grands types suivants : ultrabasiques, péridotites - serpentinites ; dolérites, diabases, lamprophyres, spilites, microdiorites, microsyénites, microgranites, dacites et rhyolites.

TROISIÈME PARTIE
HISTOIRE ALPINE

A – STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE ULTÉRIEURE

O God ! that one might read the book of fate,
And see the revolution of the times
Make mountains level, and the continent,
Weary of solid firmness, - melt itself
Into the sea !

William Shakespeare, *Henry IV*, deuxième partie.

I APERÇU STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

1 - RAPPEL SOMMAIRE DE LA STRATIGRAPHIE DU SECONDAIRE

Reposant en discordance sur les massifs cristallins externes alpins, les premiers sédiments autochtones reconnaissables sont formés pour l'essentiel de conglomérats, grès et schistes, à interstratifications d'"orthophyres". Le Westphalien supérieur et surtout le Stéphanien productif (La Mure), sont bien datés (cf. dans les Grandes Rousses, P. Bordet et Corsin, 1951).

Au coeur du Haut-Dauphiné, les pointements de Carbonifère sont rares. Vernet (1964, p. 144) a découvert le plus méridional d'entre eux, en rive gauche du vallon de Val-Estrèche (Champoléon), où "le socle renferme une formation de schistes noirs, grès micacés et grès brunâtres, avec des lits interstratifiés d'une roche dure à grain fin pouvant dériver d'un matériel volcanique, ensemble assez clairement non métamorphique dont l'âge carbonifère est peu douteux".

Au Permien, représenté dans Belledonne par les grès d'Allevard, pourraient être attribués quelques pointements très réduits de grès et conglomérats colorés qui reposent sur le Carbonifère, à la bordure occidentale du Haut-Dauphiné (Les Rouchoux) (*).

Les terrains secondaires du Trias et du Lias sont beaucoup plus largement représentés dans le Haut-Dauphiné, non seulement sur la bordure mais jusqu'au coeur du massif. Ce sont soit des placages à faible pendage, soit des structures généralement étroites, pincées dans le socle et dessinant des lignes de suture à travers tout le massif. L'inventaire de ces affleurements, parfois minuscules (quelques mètres carrés) a été minutieusement dressé par Vernet (1964) (**).

Des exposés de nos connaissances sur la stratigraphie du Secondaire en Haut-Dauphiné se trouvent dans les travaux de P. Gidon (1954, p. 11 à 42) et Bornuat (1962), ainsi que dans les comptes-rendus du Colloque sur

(*) La présence de débris d'ignimbrites y a été signalée récemment (Aprahamian et Gibergy, 1966).

(**) Au cours de nos études en terrain cristallin, j'ai moi-même été amené à en découvrir de nouveaux. Du Nord au Sud : Trias du Peyrou d'Amont, Trias de la face nord de Roche-Mantel (deux secteurs), Trias de l'Aiguille Rouge de la Toura, Trias à l'Est du col de Colombes (Le Fort et Vernet, 1968), Trias à l'Ouest de Saint-Maurice-en-Valgaudemar, minuscule placage de Trias en rive gauche du vallon de Navette, Trias du sommet de la deuxième Tête de Mal-Cros, 3082 .

le Trias de la France (Sarrot-Reynauld ; Ruffière et Tane, 1961) et dans ceux du colloque sur le Lias français (Alsac et Michel ; Barbier ; Haudour et Sarrot-Reynauld, 1960).

Tronqué, décollé, supprimé par les effets de la tectonique alpine, le Trias, de type germanique réduit (Gignoux et Moret, 1952), a une épaisseur variable, essentiellement fonction de l'abondance des coulées et tufs de basalte spilitique qui sont interstratifiés : aux quelques dizaines de mètres de grès et roches carbonatées dolomitiques (70 mètres au maximum) il convient en effet d'ajouter de 0 à plus de 100 mètres de niveaux volcaniques (notamment dans la région de la Motte-en-Champsaur). Les brèches intraformationnelles sont fréquentes (magnifique affleurement sur le Mont de Lans, au nord du Diable), jointes au développement important du volcanisme, elles font du Trias une époque troublée.

Cette période se poursuit pendant tout le début du Lias, parfois légèrement discordant (Alsac et Michel, 1960), jusqu'au Sinémurien (cf. annexe III). Le Jurassique est divisé classiquement en "Lias calcaire" et "Lias schisteux" dénominations qui recouvrent des extensions stratigraphiques très variables. Jusqu'au Sinémurien en effet la sédimentation calcaire s'étend à tout le massif, mais par la suite, elle peut localement se poursuivre jusqu'à la fin du Dogger tandis qu'ailleurs les sédiments marneux se répandent. On ne connaît pas de terme jurassique fossilifère plus récent que les marnes noires callovo-oxfordiennes.

D'ailleurs en dehors du petit affleurement de Tithonique et de Crétacé inférieur découvert par Reboul (1960) à la bordure du massif au sud de Bourg d'Oisans (sommet du Grand Renaud), on ne connaît pas d'autres traces de sédimentation secondaire.

L'épaisseur des sédiments liasiques varie énormément d'un point à un autre. Ainsi Barbier (1961) pense-t-il que le paysage était à cette époque composé d'une succession de "dorsales" et "sillons" méridiens parallèles dont l'emplacement a déterminé la répartition des faciès et l'épaisseur des sédiments accumulés.

Si l'étude du sédimentaire aux limites du Haut-Dauphiné a beaucoup progressé notamment ces dernières années, l'étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique fine des lambeaux sédimentaires intracristallins, reste toutefois à faire. Je n'en prendrai pour exemple que l'existence dans tout le Nord du massif (Plateau de Paris - Mont de Lans) de deux niveaux gréseux "triasiques", le second ravinant le premier, et dont je n'ai entendu parler nulle part.

2 - LES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES ALPINS

Un grand nombre de phases tectoniques postérieures au paroxysme hercynien ont été déduites de discordances stratigraphiques observées sur le pourtour du Haut-Dauphiné.

Les déformations hercyniennes s'amortissent dans deux phases caractérisées dans Belledonne : au Stéphaniens supérieur (cf. existence d'un métamorphisme léger à la fin des plissements stéphaniens dans le Nord-Est de la zone axiale de la Montagne-Noire, Latouche, 1969) ; au Permien probablement supérieur.

"L'édifice tectonique alpin ne s'est pas fait en une seule fois ; il existe toute une série de déformations qui se succèdent dans le temps (du Crétacé moyen à l'époque actuelle). Dans certaines régions, la superposition de plusieurs phases de déformations peut conduire à des structures fort compliquées dans le détail" (Debelmas et Lemoine, 1964).

Au Crétacé supérieur deux phases de déformation ont été caractérisées dans le Dévoluy, elles se connaissent sur tout le pourtour du Haut-Dauphiné. La première au Turonien inférieur donne de vastes ondulations sans orientation définie ; la seconde, plus intense, au Coniacien supérieur donne des plis plus serrés orientés E-W (Delteil et al., 1964 ; Porthault, 1966). Ces mouvements orogéniques, les premiers véritables plissements alpins, sont dits antésénoniens ou mieux, antésantonniens ; ils ont affecté l'ensemble de la "fosse vocontienne" (Porthault, 1966).

Au Paléocène, débutent les plissements paroxysmaux, avec la phase anténummulitique" bien caractérisée par la transgression du poudingue de base nummulitique sur des assises variées, par exemple : cristallin au Chail-lol, Trias-Lias en Champsaur et Champoléon, Crétacé supérieur au Pic Pierrous (Glangeaud et Albissin, 1958). C'est une tectonique tangentielle (Barbier, 1956).

Au début de l'Oligocène un nouveau maximum de déformations intervient dans les Alpes : c'est la période de mise en place des Nappes de Flysch à Helminthoïdes, sub-briançonnaises, briançonnaises et piémontaises ; c'est aussi celle "du métamorphisme et du rétrocharriage des parties internes de cet ensemble de nappes" qui jouxte actuellement la bordure orientale du Haut-Dauphiné (Debelmas et Lemoine, 1964). Cette phase tangentielle oligocène est la phase de compression péri-méditerranéenne de Glangeaud.

Enfin, une deuxième série de plissements paroxysmaux "commence à l'Aquitaniien et a pu durer jusqu'à la fin du Miocène dans certaines régions" (Glangeaud et Albissin, 1958). Ces mouvements affectent les molasses oligocènes et miocènes (cf. tectonique tangentielle de l'Helvétien inférieur dans les Basses-Alpes, selon Rey, 1968).

3 - IMPORTANCE RELATIVE DES MOUVEMENTS ANTÉSÉNONIENS, PALÉOCÈNES ET POSTNUMMULITIQUES EN HAUT-DAUPHINÉ

Pour P. Termier (1896), les mouvements sont de deux types : anté et post-oligocènes ; la tectonique du Haut-Dauphiné ressemblant peu à celle du Dévoluy, les mouvements antéoligocènes ne seraient pas antésénoniens mais compris entre le Sénonien et le Priabonien. Même si les mouvements antésénoniens préfigurent, quant à la direction notamment, les mouvements paléocènes, la prépondérance de ces derniers ne fait plus guère de doutes (cf. Barbier, 1956, entre autres).

Par contre, l'importance respective des mouvements anté et post nummulitiques ne fait pas l'unanimité. Il ne me paraît pas utile de citer ici tous les auteurs qui ont débattu de ce problème.

Vernet dont la pensée semble d'ailleurs avoir varié sur ce sujet, estime en 1964 que les plissements anténummulitiques sont de faible ampleur et ne vont jamais jusqu'au déversement ou au chevauchement (ce qui est pourtant le cas de la crête de l'Arche ou du fond de la vallée de Molines-en-Champsaur). La tectonique globale serait donc, "dans son ensemble, due à la même phase tectonique que celle qui a basculé et ondulé la base du Priabonien" (p. 181). Seuls les mouvements postnummulitiques auraient déclenché les chevauchements et par des phénomènes de dysharmonie, accentué et déversé les faibles plis du système anténummulitique. "L'hypothèse d'une phase unique de chevauchement postnummulitique semble, en dernière analyse, la plus conforme à l'ensemble des faits" (p. 184).

L'étude de Vialon sur la répartition et la genèse des clivages schisteux et des déformations dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans étaye la synthèse suivante : "La schistosité a été acquise lors d'une phase tectonique autonome remontant au moins au Paléocène. Des mouvements du socle non encore exhumé provoquèrent un vigoureux plissement par clivage de la couverture selon des directions qui semblent moins dues à une orientation privilégiée des forces de déformation qu'à la disposition des bassins de sédimentation. Ces phénomènes se sont développés dans les conditions d'un étage tectonique suffisamment profond car des recrystallisations métamorphiques (biotite verte) ont pu localement les accompagner. L'effet des surrections de la fin du Miocène se traduit par de simples basculements, torsions, bourrages ou cisaillements localisés, de toutes les structures antérieures" (Vialon, 1968).

II L'ÉCAILLAGE DE COLLE-BLANCHE ET LA TECTONIQUE ANTÉNUMMULITIQUE

1 - L'ÉCAILLE DE COLLE-BLANCHE ET SES PROLONGEMENTS EST ET SUD

C'est en 1964 que j'ai découvert l'ampleur de l'écaillage intracristallin de Colle-Blanche sur le versant oriental du col de Fontfroide. La figure 145 présente le chevauchement de la masse du Pic de Colle-Blanche sur la terminaison orientale du massif granitique. Les deux granites superposés sont de même nature, mais la flèche du déplacement est certainement supérieure au kilomètre. En effet, la trace de cet écaillage se suit jusqu'au col de l'Eyssarassou où elle passe dans le vallon du Colombier, sous les Têtons de Colle-Blanche et se poursuit jusqu'à la grande faille du torrent des Dalles-Noires.

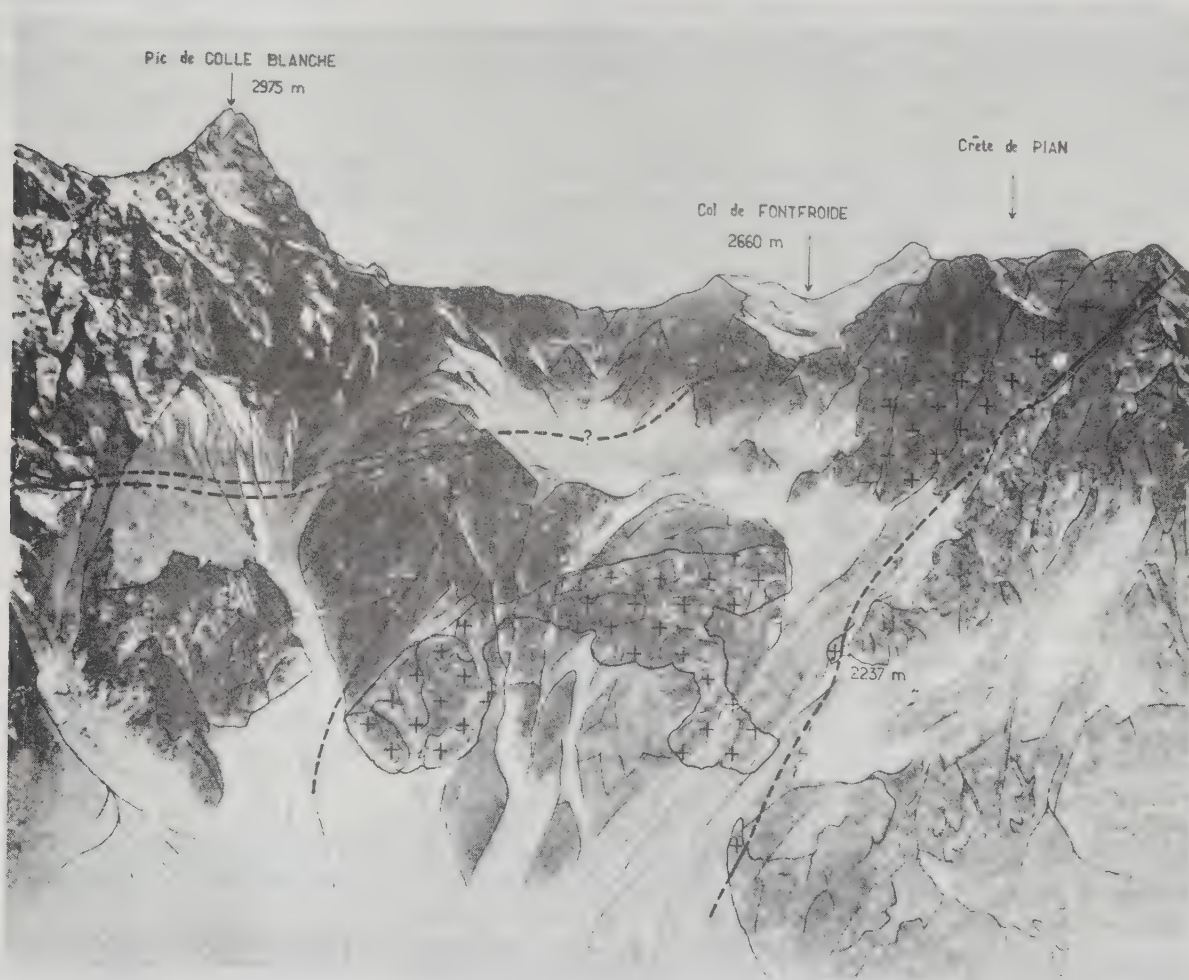


Figure 145 - L'écaillage intracristallin de Colle-Blanche sur le versant oriental du col de Fontfroide. Toutes les crêtes sont en granite.

La terminaison "autochtone" du massif (croix) apparaît au centre du montage photographique, où ses limites presque verticales sont tracées. Sur le terrain, la foliation des gneiss est parallèle à ce contact.

Toute la masse granitique du Pic de Colle-Blanche repose en discordance sur ce massif par l'intermédiaire d'une semelle de micaschistes de type dalles-noires, complètement laminés et broyés, de quelques mètres d'épaisseur (rarement plus de 10 m). Sur l'éperon central, le contact se situe entre 2380 et 2400 mètres d'altitude. Je n'ai pas retrouvé sa trace au Nord du col de Fontfroide (cliché B 68 229).

Vers l'Est, une autre portion de cette même écaille granitique forme le Pic de la Tête Ouest de Mal-Cros qui flotte sur les schistes du dessous. Plus à l'Est, la trace d'une dernière portion de cette écaille barre toute la base de la face W de la Pointe des Moutières, en rive droite du glacier de l'Aup, sur 2 km de longueur.

Au Sud du Pic de Mal-Cros, cet écaillage se poursuit dans le Vieux-Chaillol (Pl. XLVI, fig. 1 et 2) et la crête de l'Arche ; mais il est possible qu'il s'agisse d'une portion d'écaille située en dessous de la précédente, ou que l'écaille se dédouble puisque sur la face ouest du Chaillol on trouve deux semelles d'écaillage l'une au-dessus de l'autre (Arbre-Vieux et arête Nord).

2 - LA STRUCTURE DE L'ARCHE

La figure 146 présente un schéma du versant Est de la crête, tandis que la planche XLVI, fig. 3, présente son versant ouest. C'est un synclinal pincé et déversé vers le Sud-Sud-Est, à coeur marnocalcaire sinémurien (cf. Annexe III), recouvert par les dalles-noires et gneiss à deux micas du prolongement de l'écaille de Colle-Blanche. Sur ce synclinal et sa couverture cristallophyllienne repose la dalle priabonienne autochtone, basculée par la suite d'une vingtaine de degrés vers le Sud. A la base du Priabonien, un conglomérat à galets centimétriques à décimétriques reflète la composition de la roche sous-jacente (cristallophyllien, Trias, Lias). Il remplit les poches qui existaient lors de son dépôt. La schistosité secondaire du Lias ne se poursuit pas dans le Priabonien.

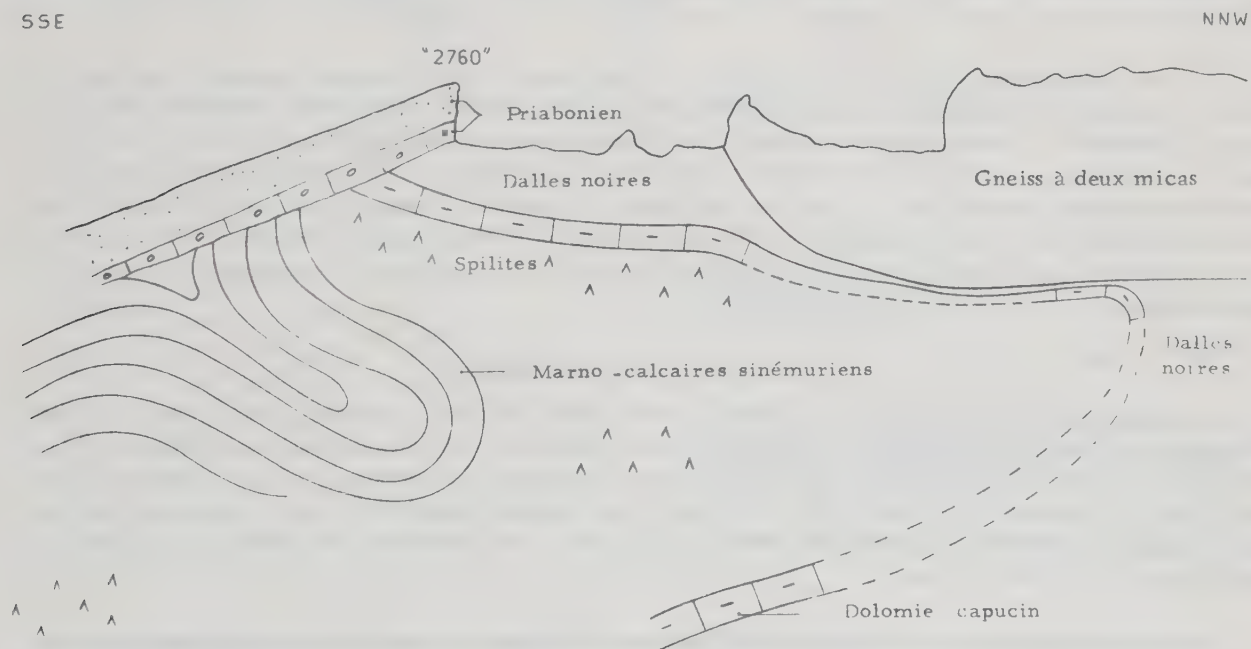


Figure 146 - Schéma du versant Est de la crête de l'Arche vu depuis le lac des Selliers.

De ce qui précède on peut déduire trois conséquences :

- l'extension cartographique de l'écaillage de Colle-Blanche est d'environ 4 km NNW-SSE, sa superficie observée d'environ 8 km² ;
- l'axe du synclinal sédimentaire impliqué dans l'écaillage est WSW-ENE, ce qui indiquerait une direction de poussée vers le SSE. Rien ne dit d'ailleurs pour le moment que cette structure se soit formée en une seule fois et qu'elle n'ait joué qu'à une seule époque ;

- l'âge de la déformation est compris entre le Sinémurien et le Priabonien : on peut a priori le faire correspondre à l'une des phases énumérées ci-dessus, c'est-à-dire, soit aux phases antésantonniennes, soit à la phase paléocène dite anténummulitique ou encore "arvinche".

3 - QUELQUES AUTRES ÉCAILLAGES DU HAUT-DAUPHINÉ

Les terrains couronnés par l'écaillage de Colle-Blanche (granite, micaschistes, gneiss, sédimentaire varié) ont grandement facilité sa découverte et son étude. Qu'une pareille structure intervienne au coeur du massif et n'affecte que des migmatites, elles sera beaucoup plus difficile à reconnaître et à délimiter. Cet écaillage n'est pourtant pas le seul qui soit connu, ni le plus vaste :

- d'abord j'ai pu découvrir quelques écaillages intracristallins dans les gneiss oeilés de Crupillouse sur l'éperon qui domine les Baumes-en-Champoléon et dans le granite du Gioberney au milieu de la face rive droite de la partie inférieure du glacier du Saïs ;

- ensuite on connaît les écaillages qui font intervenir les terrains sédimentaires mésozoïques : chevauchement de La Meije, Combeynot, Sirac, bordure occidentale du massif étudié.

1/ Sur la bordure occidentale

Rappelons les observations de Gibergy (1970) qui note l'existence en Valbonnais "d'accidents importants de type chevauchant affectant les formations métamorphiques du socle antéhouiller".

Le chevauchement du socle sur le sédimentaire, le plus souvent triasico-liasique, est général sur toute la bordure sud-ouest. Il se traduit sur la carte par l'avancée en pointe du sédimentaire dans l'entrée de chaque vallée (cf. Séveraisse et Séveraissette notamment). Le pendage au contact varie généralement entre 20 et 50°. Dans le sédimentaire se développe une schistosité généralement parallèle au contact. Dans le socle, l'écaillage est souvent reproduit plusieurs fois ; ces écaillages superposés sont parfois indiqués par de petits "filons" sédimentaires ; d'autres fois elles sont purement intracristallines et peuvent se faire superposer deux types de roches totalement différents : c'est le cas dans le versant ouest du Grun de Saint-Maurice pour la superposition anormale et brutale des gneiss à deux micas sur les amphibolites de la base.

2/ Le chevauchement de La Meije

Ce chevauchement fut décrit dès 1831 par Elie de Beaumont. On sait maintenant (Vernet, 1964) que cette structure se suit depuis Villar-d'Arène jusqu'à l'Aiguille du Plat-de-la-Selle au-dessus de Saint-Christophe (voir aussi Bellair, 1961). Cette grande structure qui s'inscrit profondément dans les vallées, a une direction à peu près NE-SW, un pendage de 45° vers le SE ; elle s'étend à vol d'oiseau sur près de 15 km. C'est, parmi les structures alpines, une structure majeure. Elle s'accompagne de structures secondaires plus petites comme celle des Enfetchores ou du Peyron d'Amont.

On peut remarquer dans ces lieux que l'accident semble avoir joué en deux temps. Dans le premier temps, le Lias a acquis un clivage schisteux sensiblement parallèle au contact avec le socle et indépendant de sa stratification. Dans un deuxième temps, le contact a rejoué, tronquant la structure précédente, la cassant et faisant naître à l'intérieur du Lias et près du contact, un second clivage schisteux plus fruste que le précédent. Simultanément, le contact était souligné par des masses de quartz laiteux (plus pyrite parfois) pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur par endroits (pied de l'arête de la Meijette, gouttières du Peyron d'Amont vers 2500 m d'altitude).

4 - CORRÉLATION DE CES MOUVEMENTS AVEC LES AUTRES RÉGIONS DU HAUT-DAUPHINÉ

Dans le Nord du Haut-Dauphiné, "on est obligé d'admettre, dès avant le Priabonien, l'existence d'une chafne véritable, édifiée par plissements et chevauchements d'écaillages les uns sur les autres et ensuite demantelée par une érosion intense avant le dépôt du Flysch" des Aiguilles d'Arves. C'est la chafne arvinche (Barbier,

1956). "Cette tectonique très intense, dite habituellement "anténummulitique", est en réalité essentiellement paléocène". C'est une tectonique tangentielle dont "le style particulier en écaillés se retrouve dans toute la bordure Est du Haut-Dauphiné, par laquelle s'établit ainsi la continuité de la zone ultra-dauphinoise du Nord au Sud de ce massif" (Barbier, 1956).

D'autre part plusieurs observations ont mis en évidence l'existence d'un volcanisme sous-marin nummulitique tant dans les grès du Champsaur au Sud (P. Termier et P. Lory 1895 ; Bellair, 1957) que dans le flysch des Aiguilles d'Arves au Nord (Barbier et Michel, 1958). "Ce volcanisme apparaît lié à l'orogénèse anténummulitique de la chaîne arvinche" (Barbier et Michel, 1958, p. 173).

Par contre, les mouvements antésénoniens bien caractérisés dans le Dévoluy tout proche ont une amplitude relativement faible et la sédimentation du Sénonien, quand il existe, "est généralement fine et calme" (Barbier, 1956).

Toutes ces considérations sont sans doute suffisantes pour avancer un âge essentiellement paléocène, arvinche, pour l'écaillage de Colle-Blanche. Par contre, ainsi que le soulignait déjà Barbier (1956) : "la tectonique postnummulitique est très réduite dans la grande masse du Flysch des Aiguilles d'Arves demeurée essentiellement isoclinale", comme celle des grès du Champsaur. Apparemment, elle se limite essentiellement à de grandes hachures et à quelques plis faillés de grande ampleur (Pic Queyrel). Cette lourdeur de style du Priabonien est également soulignée par Vernet (1964, p. 179). Rappelons toutefois qu'elle est habituelle en pays de nappes.

III TECTONIQUE SOUPLE OU TECTONIQUE CASSANTE ?

"Il n'y a pas de failles... Tous les terrains se sont comportés dans le plissement (alpin) comme des matières plastiques".

P. Termier (1896, p. 734)

"Le massif n'a été affecté que par des fractures, et disloqué en une mosaïque de pavés inégalement surélevés, comme une banquise".

A. Allix présenté par R. Blanchard (1943, p. 29)

Les déformations alpines du socle peuvent se déduire de plusieurs types d'observations que nous passerons en revue :

- la morphologie prise par la surface pénéplanée prétriasique. C'est ce que fit Vernet (1964) et ce qui l'amène à parler d'une tectonique souple, plastique. En l'absence de terrains sédimentaires triasiques, cette méthode reste parfois applicable au centre du Haut-Dauphiné, où la très curieuse homogénéité d'altitude des principaux sommets fait penser que la surface prétriasique a été peu entamée : l'ensemble Rouïes (3589), Olan (3564), Pointe du Vallon-des-Etages (3564), Cime de Clot-Chatel (3563), Tête de l'Etret (3559), Rocher de Encoula (3533), en donne le meilleur exemple ;

- des failles récentes parfois marquées dans la topographie. Il est malheureusement rare que leur effet puisse être mesuré lorsqu'elles ne contiennent pas de sédimentaire (exception toutefois de la faille du col de la Muande). Et même dans ce cas, l'interstratification des lentilles sédimentaires entre les lèvres de terrain cristallin écrasé n'est pas toujours due à des causes tectoniques postérieures à la sédimentation : il peut s'agir de filons clastiques (P. Bordet, 1961) ;

- enfin, de la modification des structures hercyniennes. J'ai cité plusieurs cas de ces déformations souples des orientations hercyniennes (formations de La Lavey, gneiss oeilés de Crupillouse, zone corticale...).

Ceci dit, le problème de la plasticité des déformations alpines au sens large est d'abord une question d'échelle d'observation : les magnifiques claveaux qui découpent le cristallin en rive gauche de la Sarenne à hauteur de l'Alpe d'Huez ont une puissance de quelques mètres ; mais à l'échelle de la montagne, une courbe harmonieuse enveloppe l'ensemble de ces déformations. C'est ensuite, et à cause de cette question d'échelle, une question de tournure d'esprit (Pl. XLVI, fig. 4).

En fait, déformations souples et cassantes sont simultanément présentes à toutes les échelles d'observation : en lame mince le quartz se déforme et peut recristalliser lorsque les feldspaths se cassent ; à l'affleurement, un pli alpin métrique n'est que l'enveloppe d'un grand nombre de petites cassures ; le massif de La Meije flotte sur le sédimentaire mais les foliations du massif de Crupillouse dessinent une courbe régulière.

Au total, tout ce qui précède définit un type de structure lié à un étage tectonique (Bellière, 1956). Ces déformations souples du cristallin, enveloppes d'une multitude de phénomènes discontinus, n'ont pu se faire que sous une charge déjà importante. Toutefois cette charge devait être inférieure à celle qui pesait sur le Mont-Blanc où les recristallisations métamorphiques sont beaucoup plus intenses et où la granulation du quartz est un phénomène général alors qu'elle est inconnue dans le Haut-Dauphiné (Poty, 1967).

B -- MÉTAMORPHISME ALPIN, FENTES À CRISTAUX ET MOUVEMENTS POSTNUMMULITIQUES

I -- LE MÉTAMORPHISME DE FACIÈS ZÉOLITE

On sait (Martini et Vuagnat, 1965) que le faciès à zéolite est présent dans les zones externes des Alpes françaises et notamment "dans les niveaux riches en éléments de roches éruptives basiques inclus dans la formation des grès de Taveyanne". On trouve la laumontite au Sud tandis que dans la région de Genève, la paragenèse caractéristique est à prehnite-pumpellyite-épidote. Cette zone du faciès zéolite forme un grand arc de cercle depuis Chamonix jusqu'à Barcelonnette ; elle serait relayée par une zone plus interne, concentrique, à lawsonite-glaucophane (Modane) puis par une zone à glaucophane-zoisite (Kienast et Velde, 1970).

Dans le Haut-Dauphiné, l'occurrence de zéolites est connue depuis le XVIII^e siècle : "la découverte de la stilbite dans l'Oisans est due à Schreibert (in Haüy, 1832)". La stilbite avait été trouvée dans les roches cristallines de la région de Bourg d'Oisans et du vallon de la Selle-de-Saint-Christophe (A. Lacroix, 1892, T. II, p. 318). Le même auteur signale que la heulandite, bien que plus rare, accompagne la stilbite, notamment avec de la calcite et de l'axinite à la Balme d'Auris (T. II, p. 292). Martini et Vuagnat citent le faciès laumontite des grès du Champsaur (1965, p. 287 et fig. 1) (*). Enfin, J. Biju-Duval m'a rapporté deux échantillons de stilbite, l'un de la face sud-est de l'Aiguille du Plat de la Selle (vers 3400 m, D.T. 2A), l'autre de l'arête ouest de La Meije, sous le contact du granite (vers 3700 m).

Ces derniers échantillons ont été aimablement déterminés par H.A. Stalder à Berne : le premier est uniquement formé de stilbite ; le second a une paragenèse assez riche à quartz-épidote-oligiste-stilbite. De plus, "un minéral a disparu dont on ne trouve plus que des tubes dans le quartz". Par comparaison avec des paragenèses semblables de la Suisse, Stalder pense qu'il s'agissait d'anhydrite.

(*) Pour ces auteurs le faciès à laumontite est l'équivalent du faciès à pumpellyite et prehnite, mais "ne s'observe guère que dans des zones peu tourmentées tectoniquement... Le faciès à laumontite est surtout développé dans les Alpes Françaises".

Quant à la prehnite, citée par Romé de l'Isle dès 1783, on sait que "le Dauphiné est la région de France qui a fourni les plus beaux échantillons" (A. Lacroix, 1892, T. I, p. 274-275). Le plus beau gisement était situé, d'après cet auteur, en rive gauche de la combe du Diable, un peu en amont des anciens chalets de la Selle. Les cristaux de prehnite apparaissent dans des fentes, soit seuls, soit avec actinote-épidote (jaune brunâtre) axinite-orthose-albite-calcite (Lacroix, 1892). Lors d'une excursion commune, Poty a retrouvé cette prehnite d'Oisans en face nord de l'Aiguille de Toura, et les récents travaux routiers à la Rampe-des-Commères en ont mis à jour de grandes quantités.

Les conditions thermodynamiques d'apparition de ces diverses espèces minérales sont encore trop mal connues, et surtout, semble-t-il, trop dépendantes du chimisme du milieu où ces minéraux se sont formés, pour que nous puissions les évaluer avec précision. On sait que le faciès zéolitique à laumontite-prehnite-quartz est un métamorphisme de haute pression, à gradient géothermique faible à moyen.

Les données les plus récentes sont apportées par Liou (1970, 1971) et résumées dans un diagramme P-T synthétique (fig. 147). Il en ressort que la laumontite ou la prehnite ne sont stables qu'entre 200 et 400°C pour une pression en tout état de cause inférieure à 4 Kbar. Une augmentation de μ_{CO_2} (> 2 % poids) augmente de façon spectaculaire l'extension du faciès schiste vert aux dépens des assemblages zéolitiques en stabilisant Ca dans la calcite ; les zéolites ne sont stables que pour une faible activité de CO_2 (Liou, 1970, 1971).

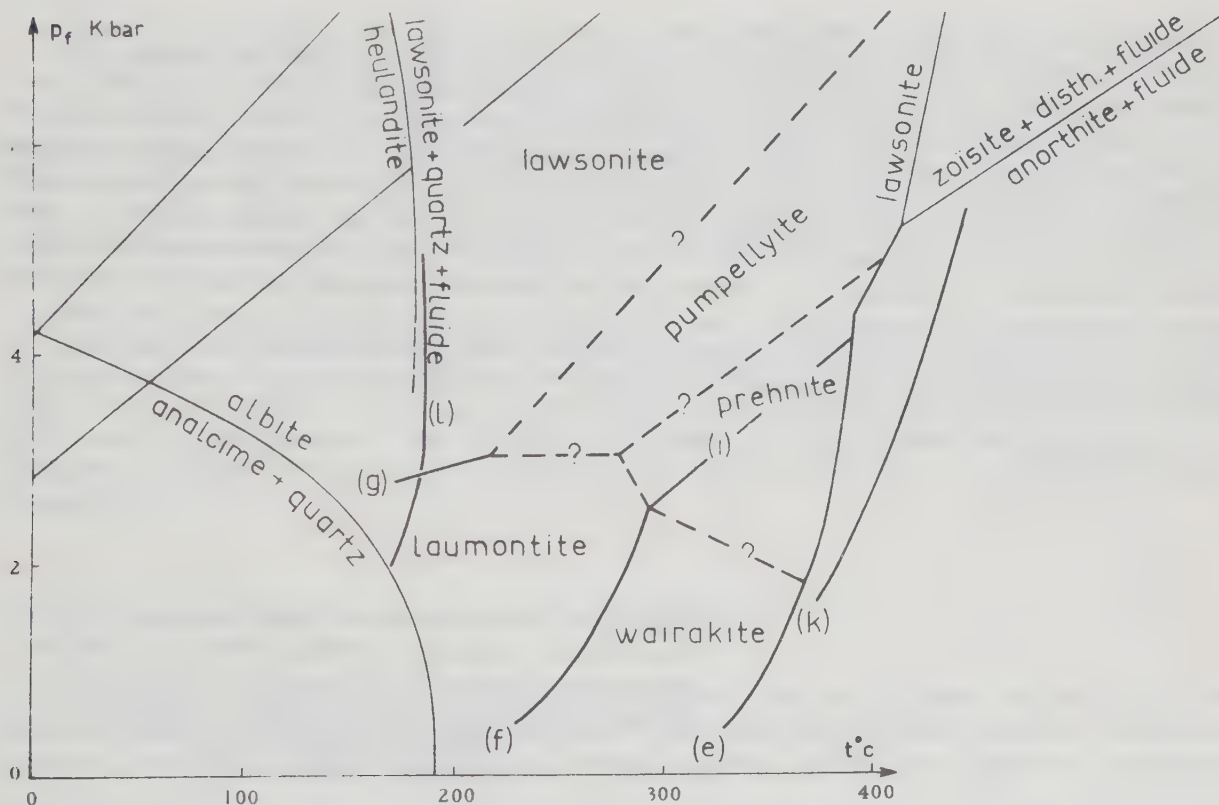


Figure 147 - Diagramme pression-température pour de nombreuses réactions critiques du faciès zéolitique (J. G. Liou, 1970).

(e) : wairakite = anorthite + 2 quartz + fluide ; (f) : laumontite = wairakite + fluide ; (g) : laumontite = lawsonite + 2 quartz + fluide ; (i) : prehnite + Ca-montmorillonite + quartz = 2 wairakite + $n \text{ H}_2\text{O}$; (k) : 5 prehnite = 2 zoisite + 2 grossulaire + 3 quartz + fluide ; (l) : stilbite = laumontite + 3 quartz + 3 H_2O (Liou, 1971).

Quant à la stilbite, c'est une zéolite peu sensible à la pression qui, au-dessus de 220°C se transforme en laumontite (Liou, 1971). Si le rapport P_{H_2O}/P_T diminue ou si la phase fluide contient d'autres composants tels NaCl, CO₂, S, cette température est abaissée. Liou envisage que la limite entre les zones à stilbite et laumontite se situe vers 150°C dans la cas des Monts Tanzawa, Japon (Seki et al., 1969). L'association de la heulandite avec la stilbite semble un indice de pression forte.

Par contre, on peut se demander si, dans ces conditions, la stilbite de l'Aiguille du Plat-de-la-Selle (vers 3400 m) et la prehnite du vallon de la Selle (vers 1900 m, soit 1500 m plus bas selon un plan à 45° de pendage) sont contemporaines, ou si elles appartiennent à deux moments différents de l'histoire alpine.

II - LES FENTES ALPINES

Je ne veux pas entrer dans le détail d'une étude que Poty et moi-même menons sur les fentes alpines à quartz d'Oisans (*). Cependant, il apparaît d'ores et déjà que les observations faites par Poty (1967) sur les cristaux de quartz du filon de La Gardette peuvent s'étendre valablement à l'ensemble de l'Oisans, avec continuité.

Rappelons que l'étude thermométrique des fluides reliques que l'on trouve en inclusion dans les cristaux (quartz essentiellement) conduit à une connaissance relativement précise des caractères thermodynamiques de ces fluides. Entre autres, il est possible d'en déduire l'isochore représentatif de ce fluide (fig. 148) qui donne l'unique valeur de la pression pour une température déterminée. Sous réserve qu'aucune modification du fluide ne soit intervenue depuis sa capture par le cristal, on doit admettre que celle-ci s'est produite dans des conditions de température et de pression situées sur l'isochore (Poty, 1967). Il est important de souligner que les pressions envisagées sont des pressions fluides et non des pressions lithostatiques. Il est en effet possible que lors du recouvrement par des terrains sédimentaires la porosité soit suffisante pour que les eaux circulent librement et que la pression fluide soit celle de la colonne d'eau correspondante de pression hydrostatique. Au contraire, si des pores et fractures n'établissent pas de communication avec la surface, le système est fermé et la pression fluide sera égale à la charge des terrains superposés ou pression lithostatique. Il est d'ailleurs probable que des conditions intermédiaires entre ces deux schémas ont prévalu (Weisbrod, 1970, T. II, p. 7 à 9).

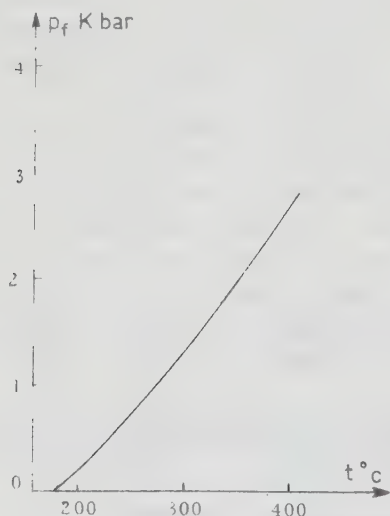


Figure 148 - Isochore déduit de l'étude des inclusions fluides des cristaux de quartz de la dolomie capucin et du Lias au-dessus de La Gardette. Les isochores établis à partir des inclusions fluides donnent la relation entre la pression et la température pour les fluides.

(*) Une cinquantaine de fentes, essentiellement intracristallines, réparties dans tout l'Oisans, depuis les Grandes-Rousses jusqu'au massif de La Meije inclus et au Sud jusqu'aux Roufès (soit une ellipse de 30 km de grand axe).

La grande homogénéité des caractéristiques thermodynamiques des fluides des fentes à cristaux, sur une superficie de près de 1000 km² dans le Haut-Dauphiné, peut difficilement se concevoir avec de forts gradients de température. En effet ceux-ci ont généralement une extension restreinte (cf. dômes de chaleur hercyniens des Pyrénées, zones thermales actuelles des Etats-Unis...). L'hypothèse qui rend compte le plus simplement des caractéristiques de ces fluides et de leur homogénéité est celle d'un recouvrement de la région par une grande épaisseur de terrains, hypothèse déjà soutenue par Poty (1967, p. 75).

III - L'ÂGE DE CES PHÉNOMÈNES

Martini (1968, p. 639) a montré que le métamorphisme subi par les grès de Taveyanne était postérieur à celui de la zone pennique puisque "dès le Stampien inférieur, le glaucophane et l'épidote deviennent abondants dans les minéraux détritiques de la molasse". Bien qu'à ma connaissance nous n'ayons pas de données semblables pour les équivalents méridionaux des grès de Taveyanne que sont le flysch des Aiguilles d'Arves et les grès du Champsaur, il est assez naturel de penser que le métamorphisme y est sensiblement contemporain. Notons enfin que pour Martini, les fissures à stilbite datent d'une phase tardive, celle du "soulèvement final", qu'il fixe au Pliocène.

Dans le massif du Mont-Blanc, Poty (1967) a montré les corrélations qui existent entre le métamorphisme alpin du granite et les fentes à cristaux qui le parcourent. Le métamorphisme est de type schiste vert mais a agi en plusieurs phases : la succession stilpnomélane-biotite reflète deux de ces phases (Raumer, 1969). La phase de serrage du massif a été datée à 40 MA (Oligocène) dans le granite (Krummenacher et Evernden, 1960 ; Leutwein, Poty et al., 1970 ; Baggio et al., 1967). Un instant de la phase de détente qui a suivi est fixé à 15 MA (Miocène moyen) (Leutwein, Poty et al., 1970). "La formation des minéraux dans les cavités est le dernier phénomène cristallogénétique important au cours de l'histoire du massif. A cette époque le massif du Mont-Blanc était en cours de surrection" (Leutwein, Poty et al., 1970).

L'application de la méthode dite du "fil à plomb minéralogique" au filon de La Gardette amène Poty (1966) à conclure qu'il n'a pu se former qu'après le plissement du synclinal de Bourg d'Oisans. D'ailleurs, on voit mal comment les fentes à cristaux auraient pu, sans être écrasées, subir plusieurs phases tectoniques. Ainsi, en l'absence de mesures plus précises, tout amène à penser pour le moment que l'on peut à juste titre paralléliser l'histoire du massif du Mont-Blanc et celle du Haut-Dauphiné. Reste à établir dans le détail la corrélation exacte de ces phénomènes.

IV - CONCLUSION

La conjugaison des données sur les inclusions fluides et sur les conditions d'apparition du faciès zéolite (fig. 147 et 148) oblige à admettre qu'à une époque récente, le Haut-Dauphiné était recouvert par une forte épaisseur de terrains, certainement supérieure aux quelques centaines de mètres maximum du sédimentaire autochtone (*).

Bien que les nappes internes n'aient laissé aucun témoin de leur passage, elles pouvaient être un des éléments de la charge (Bornuat, 1962 ; Poty, 1967).

(*) Les conditions thermodynamiques de ces phénomènes ne sont pas connues avec précision et il est aléatoire de les chiffrer. Mais de toute façon l'équivalence entre les pressions d'une part et l'épaisseur correspondante des terrains d'autre part, dépend également d'un certain nombre de paramètres. La perméabilité des roches est un paramètre essentiel ; elle est faible aux hautes pressions solides. En tout état de cause, il est difficile d'imaginer un recouvrement qui ne serait pas supérieur à 5000 m (cf. Nouvelle-Zélande).

Ainsi, le charriage de grandes masses de terrain parties des Alpes internes, aurait d'abord provoqué le métamorphisme de faciès zéolite, tandis que la surrection des massifs cristallins externes intervenant au cours de leur érosion, serait gravée dans les fentes à cristaux, où les réactions chimiques furent bloquées par la baisse de température et de pression, et/ou la disparition des fluides (Leutwein, Poty et al., 1970).

C – CONCLUSIONS

Des considérations précédentes ressort le schéma suivant :

- Dès le Trias, la Paléogéographie du Haut-Dauphiné prend des caractères alpins, mais "ne préfigure pas l'évolution tectonique finale" (Debelmas et Lemoine, 1964) ;
- Les premiers plissements interviennent probablement au Crétacé supérieur (vers 80 à 90 MA). Ce sont de faibles ondulations E-W qui exondent le Haut-Dauphiné dans son ensemble ;
- Le premier plissement paroxysmal reprend probablement la direction de ces premiers mouvements. Il date du Paléocène, c'est la phase arvinche (vers 60 MA) contemporaine de la mise en place des ophiolites internes. Elle se traduit par des écaillages et par le développement du clivage schisteux des formations liasiques. C'est probablement dès cette époque que le Haut-Dauphiné prend sa structure "amygdaloïde" (P. Termier), en grandes bandes parallèles et concentriques. L'acquisition de cette structure n'est que la manifestation localement accentuée de la grande incurvation alpine (Vernet, 1970). Elle s'accompagne de deux séries de mouvements : un serrage des zones internes où aurait pu naître la déchirure ophiolitique et les premières nappes, un coulissage des différentes unités tangentiellement à la courbure le long des contacts anormaux importants (Barféty, M. Gidon et Kerckhove, 1968). Ces mouvements se poursuivent pendant la deuxième phase paroxysmale ;
- La deuxième série de mouvements paroxysmaux intervient à l'Oligogène (entre 35 et 25 MA). Sous la masse des nappes venues des zones internes à l'Est se développe d'abord un métamorphisme de faciès zéolitique qui se traduit dans le cristallin par une nouvelle rétomorphose (alpine cette fois-ci). Celle-ci plus sensible à l'Est qu'à l'Ouest du Haut-Dauphiné corrobore l'hypothèse d'un débordement des nappes internes sur le domaine externe. De grands mouvements d'écaillage interviennent à nouveau (Meije par exemple) ;
- Cette période s'achève par la surrection du Haut-Dauphiné, vraisemblablement au Miocène et se traduit dans le cristallin par une multitude de fractures tardives, sièges de nombreuses cristallisations. Ces fractures profitant au maximum des anciennes structures débitent le massif en tranches selon le système de claveaux décrit par P. Bordet (1963) (Pl. XLVI, fig. 4) ;
- De nos jours, l'histoire des Alpes se poursuit dans son évolution morphologique qu'accompagnent encore quelques déformations actuelles (P. Bordet, 1963).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1 - RAPPEL DES RÉSULTATS FOURNIS PAR L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE, GÉOCHIMIQUE ET STRUCTURALE

Plusieurs conclusions partielles échelonnées au cours de cette étude me permettent de présenter les résultats obtenus de façon concise et synthétique.

1 - NATURE DES TERRAINS

Sur le plan "sédimentologique", les formations initiales sont essentiellement volcaniques et détritiques.

Le volcanisme est très développé ; on peut le rattacher à deux types principaux. Le premier, le plus représenté, est un volcanisme basique à intercalations acides de type spilite-kératophyre ; c'est un volcanisme sodique. Le deuxième, moins abondant est un volcanisme acide siliceux, à tendance rhyolitique : c'est un volcanisme potassique auquel on peut rattacher le volcanisme latitique très particulier de l'Olan. Enfin, on a remarqué l'occurrence possible et très sporadique de quelques termes ultrabasiques.

Les formations détritiques constituent l'autre pôle sédimentologique. Ce sont des sédiments peu évolués, parfois très grossiers (Chaillol), à caractère quartzofeldspathique. Leur association avec le pôle volcanique est une règle constante.

Aussi la majorité des formations initiales a-t-elle un caractère hybride, intermédiaire, volcano-détritique. Il est d'ailleurs possible qu'il existe une liaison assez étroite entre la nature du milieu où se produit l'émission et celle du volcanisme.

2 - MÉTAMORPHISME

De nombreux types et degrés de métamorphisme sont représentés :

- type BP épizonal largement répandu dans tout le massif ;
- type IP mésozonal dans la zone corticale, catazonal dans le noyau ;
- type HP épizonal (alpin), traces catazonales.

Le polymétamorphisme qui résulte de la superposition des différentes phases métamorphiques est très difficile à démêler, et ceci pour deux raisons principales :

- le chimisme des roches affectées, dont le caractère peu alumineux ou basique ne permet pas aux silicates d'alumine caractéristiques de se développer ;
- l'importance des phénomènes de rétromorphose et de mobilisation qui masquent les caractères initiaux des métamorphismes.

3 - MOBILISATION

Nulle ou presque dans la zone corticale, la mobilisation prend une extension générale dans le noyau. Deux phases de mobilisation s'y sont en fait succédées ; la première, peu développée, d'intensité relativement faible, a été largement oblitérée par la seconde qui semble spécifiquement s'accompagner par le développement de cordiérite.

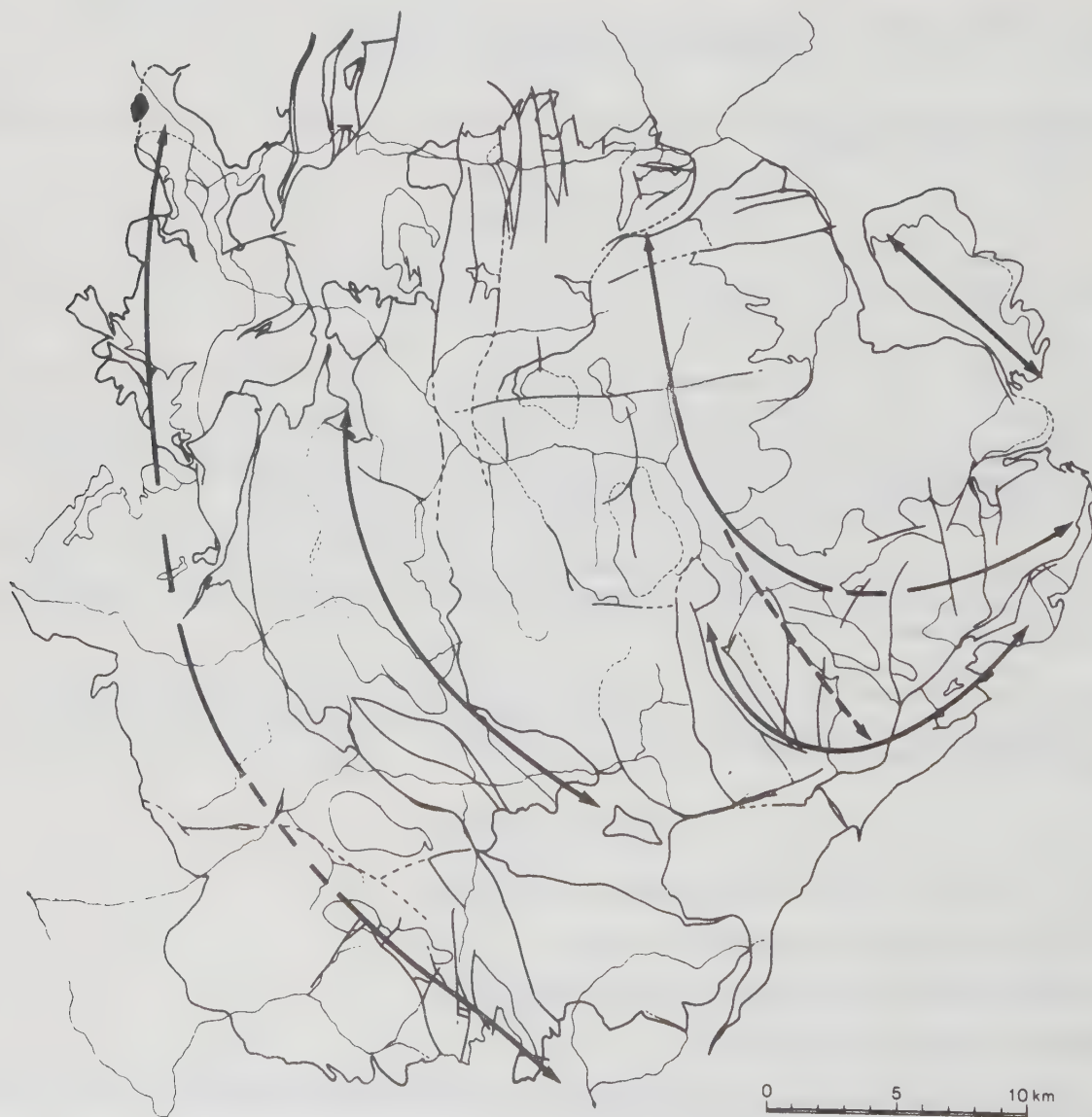


Figure 149 - Axes granitiques du Haut-Dauphiné.

Le très large développement des granites semble correspondre à l'existence d'un plancher granitique proche de la base actuelle de l'érosion. En fait il existe plusieurs générations de granite dont les plus anciens subsistent à l'état de massifs d'orthogneiss. Dans l'ensemble granitique récent, il y a également lieu de distinguer une lignée monzonitique précoce suivie par la génération des granites albitiques. De cette époque date également la mise en place d'un certain nombre de granites porphyroïdes palingénétiques qui rompent quelque peu l'harmonieuse évolution spatiale du chimisme des granites, de plus en plus acides vers le Nord-Est.

Les massifs granitiques, allongés les uns à la suite des autres dessinent en travers du Haut-Dauphiné une série d'axes concentriques qui soulignent à nouveau la structure générale en "pelures d'oignons" (fig. 149). La courbure de ces axes est de plus en plus accentuée vers le Nord-Est ; elle a très certainement été causée en majeure partie par la tectonique alpine dont les lignes de sutures sédimentaires accompagnent le mouvement général. Toutefois, dans la partie Est, la torsion très forte de ces lignes pourrait indiquer que la courbure était déjà dessinée à l'hercynien.

Les axes granitiques tranchent le massif en quatre bandes (voire cinq), d'une dizaine de kilomètres de large chacune :

- la première, au Sud-Ouest, correspond à la zone corticale, non migmatisée ;
- la seconde comprend notamment les massifs d'orthogneiss ;
- la troisième est celle où les formations de La Lavey prennent leur plus grande extension ;
- la quatrième est le domaine le plus migmatisé, où se repèrent le mieux les phénomènes de double migmatisation ;
- (une cinquième bande, celle du Combeynot, non migmatisée, est plus hypothétique).

Il se dégage de ce schéma une certaine symétrie ; l'impression générale est celle d'une succession de grabens et de horsts dont les limites sont soulignées et oblitérées par des granites qui font tache d'huile. Cette tectonique en horst et graben, antérieure aux granites hercyniens, mais qui leur a servi de guide, serait donc typiquement hercynienne. Elle correspondrait au tronçonnement d'un socle en blocs sensiblement parallèles, socle dont la présence joue un rôle primordial tant dans l'acquisition des structures que dans l'ensemble des phénomènes orogéniques.

II - PROBLÈMES CHRONOLOGIQUES

Au cours de cette étude, la description des phénomènes a tenu une grande place. Le lecteur a pu être frappé par le manque de précision et la précarité des corrélations proposées, par le souci constant de ne pas bâtir sur des observations partielles des schémas synthétiques dont il n'a déjà, sur la base de simples analogies, que trop abusé. Le Haut-Dauphiné offre en effet le paradoxe d'être à première vue un massif monotone dont l'étude révèle une mosaïque d'unités sans relations autres que tectoniques la plupart du temps.

Les corrélations à distance entre phénomènes supposent établies une ou plusieurs échelles chronométriques. La première d'entre elles fut historiquement stratigraphique ou plutôt lithographique et fut par la suite complétée par une échelle paléontologique ; l'ensemble aboutit à une échelle lithostratigraphique. En dehors du champ d'application propre de la stratigraphie et notamment dans les terrains cristallins non fossilifères, la vieille méthode lithographique retrouve droit de cité ; j'en ai fait un large usage dans l'étude de certains ensembles comme la zone corticale ou les formations de La Lavey. D'autres méthodes plus inductives ont également été appliquées avec plus ou moins de bonheur selon leurs utilisateurs et les domaines étudiés. Il en est ainsi des méthodes zonéographiques ou structurales par exemple.

Dans les grands boucliers, les méthodes de géochronométrie absolue ont trouvé leur principal domaine d'application, par suite de la cécité des autres méthodes sur de pareilles distances et du caractère complexe et variable des phénomènes synchrones.

Malgré sa taille réduite, le Haut-Dauphiné constitue un domaine assez comparable, formé par la juxtaposition d'ensembles cloisonnés. Je pense qu'il constitue un beau champ d'application pour les méthodes géochronométriques absolues et que celles-ci y ont déjà apporté de précieuses indications.

Un certain nombre de mesures sont dispersées dans la littérature (Bonhomme, Buffière, Michel et al., 1963 ; Chessex et al., 1964 ; Krummenacher et al., 1965 ; Storet, 1968 ; Barbieri, 1970). D'autres mesures nouvelles ont été effectuées au C.R.P.G. sous la direction de Sonet ; elles concernent tant les granites que les roches cristallophylliennes. Enfin, Vivier a entrepris à Grenoble un programme de mesures systématiques sur les zircons du Haut-Dauphiné ; il m'a très aimablement communiqué les tout premiers résultats de son étude (mai-juin 1971).

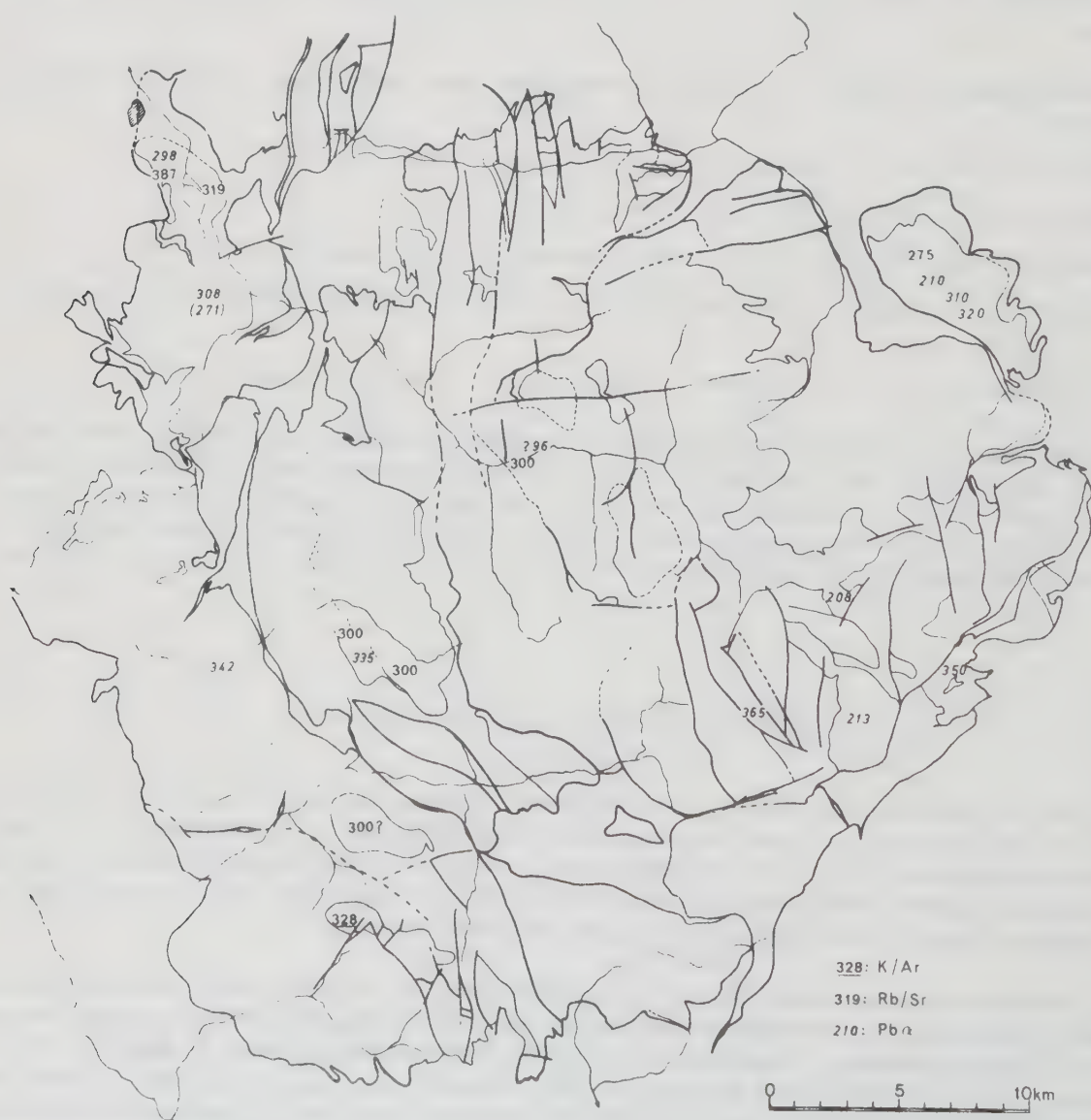


Figure 150 - Détermination d'âges sur les granites du Haut-Dauphiné.

Ces datations se répartissent en trois groupes et concernent uniquement le noyau à l'exception de la seule mesure d'un bloc de granite du conglomérat du Chaillol. La dispersion des âges dans chacun de ces groupes ne saurait surprendre puisque les phénomènes datés ne sont pas les mêmes (méthodes différentes), que les roches ont subi une histoire complexe et qu'enfin les méthodes employées ne sont pas exactement reproductibles.

1 - LES ÉVÉNEMENTS À 300 MA

Ce sont les plus nombreux, ceux qui reviennent le plus souvent quelles que soient les formations datées. Les résultats des méthodes K/Ar et Rb/Sr rentrent intégralement dans ce groupe.

Types de roches	Méthodes	Ages (MA)	Auteurs
Granite du Combeynot	Rb/Sr, chl Rb/Sr, fK Rb/Sr, RT	275	Barbieri, 1970
Granite du Rochail	Rb/Sr, b	327 + 16	Bonhomme et al., 1963
Granite du Clapier	Rb/Sr, b	319 + 19	" "
Granite d'Orgières (N. F4E*) Granite des Etages (D. W51*) Granite de Turbat (N. F4F*)	Rb/Sr, RT**	300	Sonet, 1970, inédit
Pegmatite du granite de Colle-Blanche	K/Ar, m	328	Sonet, 1964, inédit
Micaschiste de Champoléon (P. Q6F*)	Rb/Sr, b	292	Sonet, 1970, inédit
"	K/Ar, b	292	" " "
Granite aplitique dans gneiss oillé de Crupillouse (P. Q61 β*)	Rb/Sr, m K/Ar, m	308 306	" " "
Gneiss oillé de Crupillouse (P. R6A*)	Rb/Sr, b	325	" " "

Tableau 21 - Ages Rb/Sr et K/Ar déterminés sur quelques minéraux et roches du Haut-Dauphiné.

(RT = roche totale, m = muscovite, b = biotite, fK = feldspath potassique, chl = chlorite).

Pour Rb/Sr, tous ces âges sont des âges conventionnels ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,712$) ; le résultat affecté de ** est un "âge isochrone" ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,710$).

Les âges "plomb total" effectués sur les granites du Haut-Dauphiné rentrent également tous dans cette catégorie, avec des variations beaucoup plus importantes d'ailleurs (tableau 22) (fig. 150).

2 - LES ÂGES À 500-550 MA

A ce jour on possède sept âges qui peuvent rentrer dans cette catégorie ; ce sont des âges obtenus par la méthode "plomb-total" ; ils concernent tous des formations cristallophylliennes (tableau 23).

Variétés de granite	Âges (MA)	Auteurs
Combeynot	210	Chessex et al., 1964
Combeynot	310 + 14	Barbieri, 1970
Combeynot	320 + 14	" "
Sélé (Sialouze)	208 + 16	" "
Riéou-Blanc	213 + 15	" "
Etages	296	Chessex et al., 1964
Rochail	298	Krummenacher et al., 1965
Lauvitel	308	Chessex et al., 1964
Lauvitel (enclave)	271	" "
Claphouse	350 + 13	Barbieri, 1970
Bans	365 + 18	" "
Orgières	335 + 6	Vivier, inédit, 1971
Grun	342	Storet, 1968

Tableau 22 - Âges "plomb total" déterminés sur les zircons des granites du Haut-Dauphiné.

3 - LES ÂGES ANCIENS

Quatre âges anciens, aux valeurs d'ailleurs assez dispersées, ont été trouvés à ce jour. Trois d'entre eux (2-3-4) concernent des formations dont le caractère détritique est encore reconnaissable. Le dernier de ces chiffres est pour le moment le plus vieux qui ait été à ma connaissance calculé sur des échantillons du cristallin alpin tant externe qu'interne - si l'on veut bien mettre de côté la valeur aberrante de 890 MA donnée par Barbieri (1970) pour un granite à grain fin d'Entre-les-Aigues (vallon des Bans). Le tableau 23 indique ces âges que l'on pourra paralléliser à ceux obtenus selon la même méthode, par Chessex et al. (1964) dans la nappe du Grand-Saint-Bernard (641 et 806 MA) et dans celle de la Silvretta (667 MA), ou par Krummenacher et al. (1965) dans la série de Fully (736 et 770 MA).

La distinction de ces trois âges se faisant sur la base des résultats de la méthode au "plomb-total" sur les zircons, il convient d'abord de rappeler que les âges apparents ainsi obtenus sont souvent trop élevés, et ceci pour trois causes principales : par suite de la présence à l'origine de plomb commun dans le zircon ; par suite de la contamination du lot de zircons par des zircons hérités d'autres phases ou cycles orogéniques (zircons relictiques) ; par suite du lessivage éventuel de l'uranium et du thorium et de l'adjonction de plomb commun dans les zircons.

Ces raisons expliquent en partie la dispersion des résultats, mais elles ne sauraient rendre compte ni de leur regroupement en trois catégories ni du très grand étalement de ces âges.

Les trois méthodes employées, soulignent d'abord le rôle primordial joué par l'orogénèse hercynienne. Tous les granites intrusifs se rattachent à cette période (fig. 150) ; les âges plus récents obtenus parfois (tableau 21 et Barbieri, 1970, méthode Rb/Sr) semblent dus à un rajeunissement lors de l'orogénèse alpine ; en effet, ces âges plus jeunes se cantonnent dans la partie orientale du massif, là où la tectonique alpine

Echantillons	Ages (MA)	Auteurs
Gneiss ocellé encaissant le granite du Grun (M. U6A★)	314 + 12 -	Vivier, 1971, inédit
Gneiss "migmatitique" du Combeynot	421	Chessex et al. , 1964
Gneiss migmatitique des Bans	517 + 18 -	Barbieri, 1970
Migmatite de Béassac	530 + 19 -	" "
Granite d'anatexie	550 + 22 -	" "
Micaschiste de Saint-Christophe (A. U55★) (La Lavey ?)	511 + 10 -	Vivier, 1971, inédit
Micaschiste de Champoléon (P. Q6F★)	518 + 9 -	" " "
Gneiss ocellaire du Plan-du-Lac (A. T42★)	565 + 10 -	" " "
Gneiss à cordiérite du Rif-du-Sap	630	Krummenacher et al. , 1965
Bloc de "granite" du conglomérat du Chaillol	633	Chessex et al. , 1964
Micaschiste de La Lavey encaissant le granite du Bourg (N. H81★)	732 + 13 -	Vivier, 1971, inédit
Micaschiste de La Lavey encaissant le granite d'Orgières (N. F4D★)	844 + 15 -	" " "

Tableau 23 - Ages "plomb total" déterminés sur quelques roches cristallophylliennes du Haut-Dauphiné.

Dans les âges déterminés par Vivier, je n'ai pas tenu compte d'une éventuelle teneur initiale en plomb commun ; une teneur de 0,5 % à l'origine ne diminuerait ces âges que de quelques millions d'années (Vivier, communication personnelle).

s'est fait sentir le plus violemment. Ce rajeunissement alpin et les imprécisions méthodologiques ne semblent cependant pas suffisants pour expliquer l'âge apparemment plus ancien de la lignée monzonitique, que toutes ces méthodes font apparaître. L'étalement de ces âges amène à envisager que la migmatisation et la granitisation se sont poursuivies pendant la majeure partie du Carbonifère, depuis sa base (345 MA) jusqu'au Westphalien supérieur (295-290 MA) ; on notera en effet le hiatus qui sépare ces âges de ceux qui sont postérieurs (Trias moyen à 210 MA et âges plus récents).

Les deux autres groupements ont des âges cambrien et précambrien récents (Anonyme, 1966). D'un point de vue orogénique, il faut souligner l'absence d'âges calédoniens (exception du seul échantillon de gneiss du Combeynot à 421 MA), alors que ceux-ci ont été souvent trouvés tant dans les autres massifs cristallins alpins que dans le Massif Central français. Le premier groupement pourrait être l'indice de la phase cadomienne de l'orogénèse assyntique (570 MA environ), tandis que le second serait la trace d'une orogénèse moldanubienne.

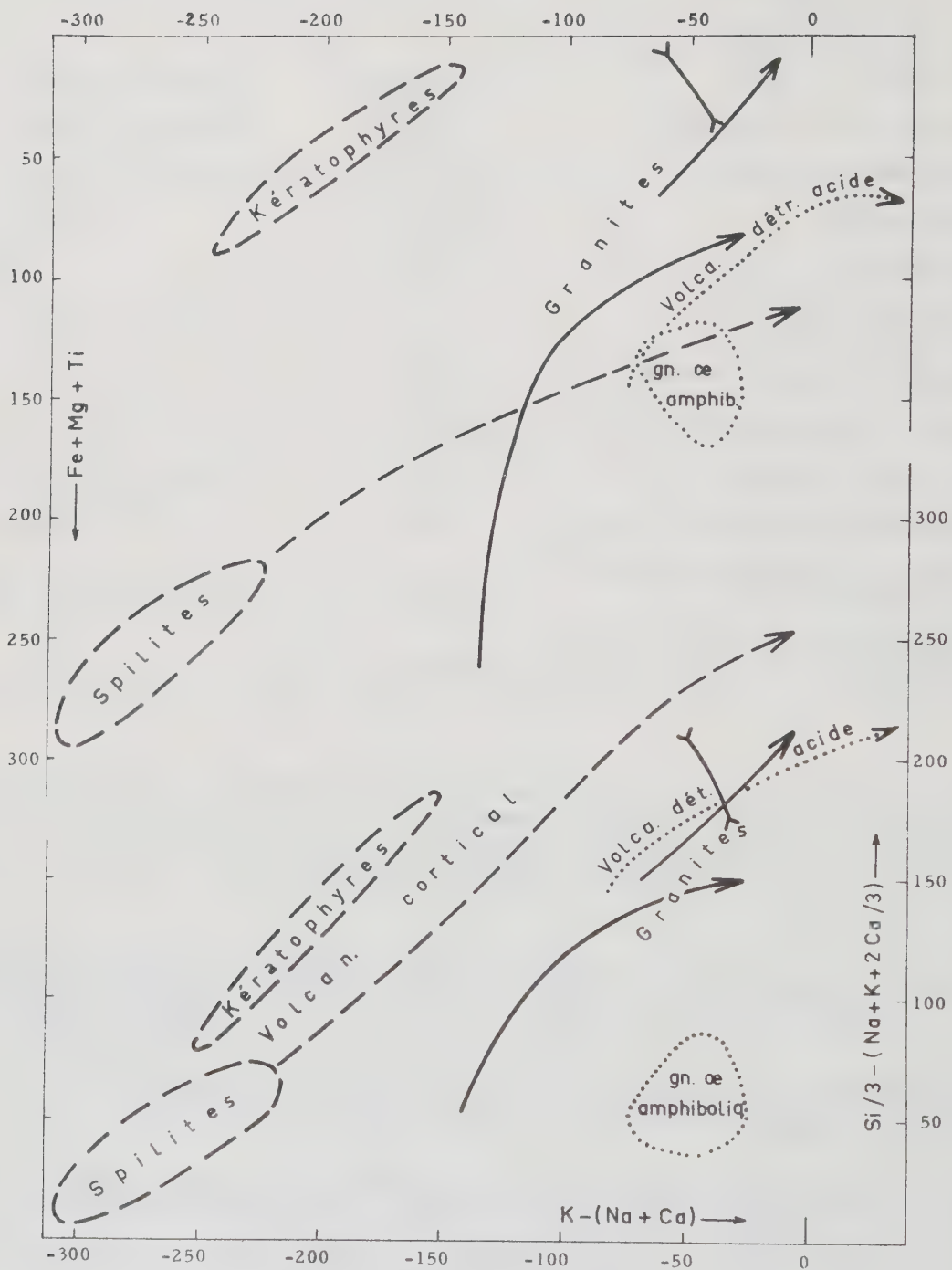


Figure 151 - Principales lignées volcaniques et ignées du Haut-Dauphiné.
(Diagramme de H. de La Roche, 1964).

III — "IN FINE"

Au cours de la longue histoire du Haut-Dauphiné, aussi difficile qu'il soit d'en dater les différents phénomènes, il est curieux de constater à quel point certains d'entre eux reviennent avec régularité. J'ai parlé plus haut d'un climat monzonitique volcanique et igné ; nous avons également vu les caractères spilitiques d'autres formations (fig. 151). Par suite de la radioactivité du potassium et de la chaleur qu'il dégage, la base des croûtes sialiques épaisses doit être sodique pour être stable ; les manifestations volcaniques spilitiques pourraient donc correspondre à l'assimilation précoce de la base du socle tandis que les manifestations potassiques interviendraient ultérieurement. Toutefois il me paraît encore hasardeux de vouloir attribuer ces tendances à des périodes de gestation préorogénique ou à des périodes de maturation postorogénique.

D'ailleurs je n'ai pas ici l'intention de bâtir la synthèse paléogéographique que chacun pourrait souhaiter, car, si j'adhère bien volontiers à l'hypothèse que la dérive des continents, ou plutôt, l'expansion des fonds océaniques, s'applique à l'orogène hercynien comme aux orogènes plus récents, je ne pense pas que l'état actuel de nos connaissances des domaines antéalpins des Alpes puisse déjà nous permettre des synthèses exhaustives. Laurent (1970) l'a brillamment tenté et son exposé me confirme dans ma pensée. Trop d'inconnues subsistent quant à l'âge des formations et des événements qui les ont affecté, trop de simplifications doivent être faites qui rendent méconnaissable leur objet, trop d'assimilations hâtives sont nécessaires pour étayer le raisonnement. Aussi paradoxal que cela puisse paraître, l'histoire alpine est encore si imparfaitement connue dans ces massifs que l'histoire proprement hercynienne en est gravement pénalisée. Et que dire de l'histoire antérieure ? D'immenses saisons de travail attendent les structurologistes et les pétrologistes afin qu'ils démêlent le tissu serré des événements qui se sont succédés pendant des centaines de millions d'années.

Aussi en resterai-je au schéma structural synthétique que Pêcher et moi-même (1971 b) avons précédemment proposé pour l'ensemble du Haut-Dauphiné.

ANNEXES

ANNEXE I

NUMÉROTATION DES ÉCHANTILLONS

Tout échantillon est désigné par une suite de quatre ou cinq lettres et chiffres. Les trois premières (deux lettres et un chiffre) définissent un kilomètre carré du carroyage Lambert de la carte au 20 000e :

- la première lettre désigne une ou plusieurs cartes au 20 000e (fig. 152) ;
- la seconde lettre et le premier chiffre désignent respectivement l'ordonnée et l'abscisse du kilomètre carré, de façon croissante du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est ;
- le dernier signe qui est un nombre (échantillon en place) ou une lettre (échantillon volant), est attribué à l'échantillon dans l'ordre du prélèvement à l'intérieur du kilomètre carré.

Ce système de numérotation qui peut paraître compliqué, est en fait très pratique dans une région montagneuse où il permet d'attribuer des numéros semblables à deux échantillons voisins prélevés à plusieurs années de distance au besoin. Il évite également de nombreuses confusions et se révèle très commode dans l'exploitation des échantillons en laboratoire.

Exemple :

N. carte de Saint-Christophe n° 5 au 20 000e

G 291 > y > 290

6 903 < x < 904

2* deuxième échantillon pris en place dans ce kilomètre carré. L'astérisque indique qu'il s'agit d'un échantillon géochimique.

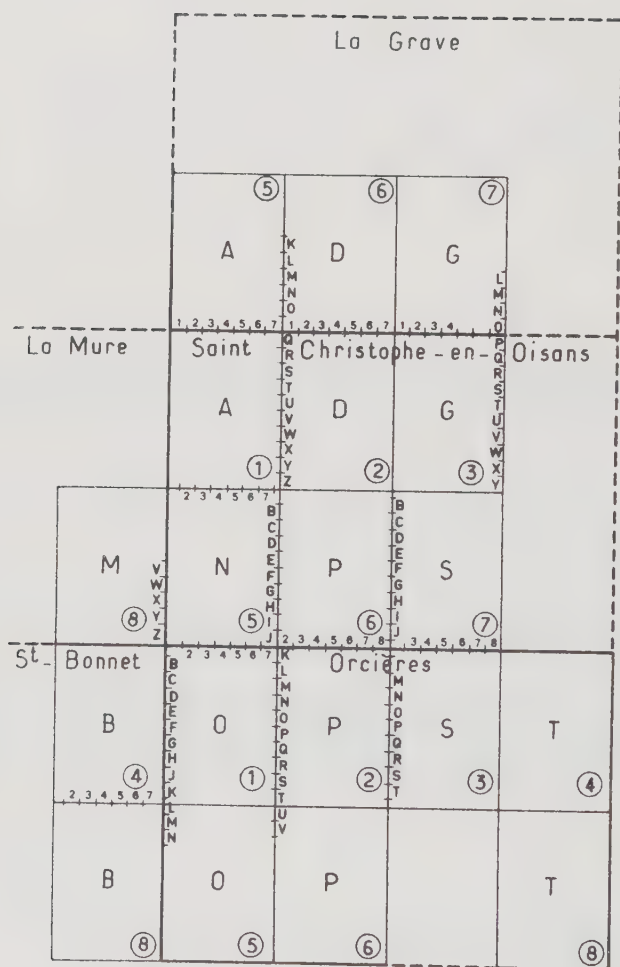


Figure 152 - Agencement des coupures IGN au 20 000e et numérotation des échantillons.

ANNEXE II

CHIMIE

I – DIAGRAMMES DE H. DE LA ROCHE

1 - DIAGRAMME DIT "DES ROCHES TOTALES"

Les éléments chimiques majeurs d'une roche peuvent se répartir en trois ensembles :

- Si partagé entre la silice libre et les silico-aluminates ;
- Al, Na, K, Mg localisés dans les silico-aluminates ;
- Ca, Fe, Ti partagés entre les silico-aluminates et les phases subordonnées (carbonates, oxydes, sulfures), reliés entre eux par une relation simple de la forme :

$$\% \text{Al}_2\text{O}_3 + \% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (total)} + \% \text{TiO}_2 + \% \text{CaO} = k (100 - \% \text{SiO}_2).$$

La valeur du coefficient varie peu, tant pour les roches ignées que pour les roches sédimentaires ; dans le cas de la zone corticale et de Belledonne, elle est comprise en moyenne dans la fourchette $70 < k < 78$.

Dès lors, on peut envisager un diagramme triangulaire simple dont les trois pôles $k \text{ SiO}_2$, Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (total)} + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$, seront directement tirés de l'analyse chimique pondérale de 100 g de roche.

Cette représentation possède un pouvoir dispersif accusé. L'échelonnement des roches ignées (série type de Daly) provient du caractère discriminatoire de chaque pôle vis-à-vis des principaux phénomènes chimiques volcano sédimentaires :

- $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$ est le pôle basique, tant volcanique que sédimentaire carbonaté ;
- $k \text{ SiO}_2$ est le pôle acide qui représente les tendances volcaniques acides et sédimentaires détritiques ;
- Al_2O_3 est le pôle alumineux qui caractérise une évolution sédimentaire plus poussée.

Pratiquement les points figuratifs s'obtiennent à partir des valeurs de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$ et de Al_2O_3 , sans tenir compte des faibles variations du coefficient k.

2 - DIAGRAMME Al, Na, K (Ti) (Fe)

Ce diagramme simple a pour caractère principal "d'opposer le comportement différentiel de K et de Na par rapport à Al dans les différenciations ignées et sédimentaires". En abscisse on porte $Al / 3 - Na$, en ordonnée $Al / 3 - K$ (valeurs en millièmes rapportées à 100 g de roche).

Le caractère potassique ou sodique d'un échantillon se voit facilement. Dans le cas d'échantillons volcaniques, on distingue ainsi aisément un volcanisme pacifique d'un volcanisme atlantique ou spilitique. De même, les processus de dégradation sédimentaire avec diminution importante de Na / Al déportent vers la droite le point figuratif de ces roches, définissant ainsi un secteur sédimentaire.

Dans un article ultérieur (Moine et de La Roche, 1968), il est fait appel aux paramètres $(Al + Fe + Ti / 3 - Na)$ $(Al + Fe + Ti / 3 - K)$. L'adjonction des paramètres fer et titane ne fait que renforcer la distinction entre l'origine volcanique ou sédimentaire d'un échantillon.

3 - DIAGRAMME CHIMICO-MINÉRALOGIQUE : Ca, Na, K AVEC Si ET AVEC Fe, Mg, Ti

Ce double diagramme de présentation chimico-minéralogique a été proposé par H. de La Roche (1964) pour l'étude des massifs granitiques. Son auteur en a montré ensuite l'intérêt plus général pour l'étude des roches plutoniques (1966, 1968), sans toutefois en étendre l'emploi aux roches cristallophylliennes et sédimentaires.

Chaque roche est représentée par deux points de même abscisse, $x = K - (Na + Ca)$, avec en ordonnées :

- pour le premier, $y_1 = Si / 3 (Na + K + 2 Ca / 3)$, ordonnée positive dans notre cas, approximativement proportionnelle à la teneur en quartz ;
- pour le second, $y_2 = Fe + Ti - Mg$, ordonnée reflétant l'importance de la fraction minéralogique colorée de la roche.

Nous avons représenté les points figuratifs des principaux minéraux constitutifs de nos roches sur le diagramme. Leur dispersion garantit un pouvoir séparateur important ; chaque variation chimique s'interprète facilement par l'attraction des pôles minéralogiques.

II - ANALYSES CHIMIQUES NOUVELLES DU HAUT-DAUPHINÉ

I - AMPHIBOLITES CORTICALES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BF45	49.70	18.30	8.68	0.15	6.53	6.82	4.53	1.61	1.22	2.51	100.05	895.76	281.30	1360
OK51	46.20	15.10	12.58	0.16	7.10	10.68	3.09	0.62	1.39	3.33	100.25	896.76	277.94	1300
BL63	52.00	16.00	8.84	0.12	5.73	8.26	4.32	0.92	1.02	2.79	100.00	897.30	276.51	1755
MOU0	51.50	15.85	7.77	0.16	6.41	9.23	3.69	1.12	0.92	2.80	099.45	894.90 à 895.18	282.82 à 283.06	900
MOU1	54.10	15.95	7.87	0.17	5.51	8.86	4.13	0.69	1.18	1.60	100.06			
MOU2	56.10	16.30	7.87	0.16	4.33	7.48	4.67	0.74	1.18	1.63	100.46			
MOU3	54.00	16.30	8.09	0.16	5.53	9.32	3.85	0.64	1.08	1.31	100.28			
MOU4	51.40	17.10	8.50	0.18	6.12	10.32	3.51	0.69	1.16	1.21	100.19			
MOU5	53.30	16.60	8.48	0.19	5.82	9.08	3.30	0.94	1.18	1.33	100.22	895.18	283.06	
MOU6	54.10	16.20	8.26	0.18	5.60	8.16	3.39	1.38	1.18	1.62	100.07			
MOU7	52.20	16.35	8.27	0.19	6.10	9.55	3.60	0.98	1.08	1.50	099.82			
MOU9	53.90	18.70	6.50	0.14	5.68	1.44	7.03	0.72	0.87	3.70	098.68			

II - LEPTYNTES CORTICALES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BF41	74.40	12.10	2.82	0.03	0.81	2.58	4.46	0.64	0.32	0.81	098.97	895.57	281.90	1190
BG75	76.20	13.85	0.59	0.02	0.14	0.89	5.24	1.83	0.05	1.10	099.91	898.88	280.17	1605
BJ36	67.10	15.60	4.04	0.07	1.28	2.96	6.41	1.08	0.69	1.28	100.51	894.84	278.89	1478
MOU2*	74.30	13.10	1.78	0.05	0.64	2.47	5.30	0.79	0.29	0.96	099.68	Cf. Tableau I		

III - MICASCHISTES ET "DALLES-NOIRES" DE L'ÉCORCE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BD41M	61.80	14.70	6.53	0.13	3.48	5.30	2.70	2.01	0.49	1.83	0.98.97	895.84	283.86	1000
BE53	64.30	15.20	5.97	0.12	2.83	2.05	1.91	3.03	0.70	2.12	0.98.73	896.67	282.44	1580
BE72	68.30	17.10	4.88	0.05	1.41	0.49	1.80	3.37	0.58	2.41	100.39	898.75	282.62	2220
CG24	74.90	10.85	2.21	0.03	1.18	1.38	2.41	4.58	0.10	1.43	0.99.07	900.82	280.79	1840
CG212	74.15	12.68	4.37	0.06	0.99	1.50	2.38	2.13	0.76	0.00	0.96.69	900.42	280.52	1750
CG214	60.70	14.00	9.87	0.18	3.80	3.16	3.31	1.63	1.43	1.29	0.99.37	900.53	280.23	1585
CG218	68.50	12.55	4.05	0.03	4.24	1.44	1.73	3.04	0.53	3.47	0.99.55	900.30	280.08	1620
CK213	59.90	18.00	7.50	0.24	3.21	2.48	2.68	2.53	1.07	2.62	100.23	900.40	277.93	1270
CK214	65.80	14.70	5.89	0.15	2.76	2.40	3.53	1.62	0.95	1.80	0.99.60	900.63	277.70	1280
CK215	59.20	18.60	7.18	0.21	2.91	1.84	2.62	3.06	0.97	2.95	0.99.54	900.80	277.50	1290
CK31	65.60	14.83	6.65	0.08	2.54	2.92	2.68	2.88	0.98	2.04	101.20	901.01	277.70	1550
CK54'	62.91	15.84	7.00	0.03	2.96	2.02	2.00	3.97	1.01	2.13	0.99.87	903.41	277.86	1800
CL16	75.10	11.00	3.13	0.03	1.76	0.49	2.15	2.49	0.39	2.18	0.98.72	899.86	276.21	2085
CL 8A	64.30	17.10	6.26	0.05	2.28	0.75	2.03	3.64	0.68	2.98	100.07	906.10	276.76	2500
MDU8	58.10	15.60	7.31	0.20	4.73	5.37	3.37	1.95	0.97	2.43	100.03	Cf. Tableau I		

IV - ENSEMBLE CONGLOMÉRATIQUE DU CHAILLOL

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
GC	69.26	14.64	4.50	0.04	1.74	0.95	2.85	2.95	0.62	0.00	0.97.55	905.30	276.64	2700
GLMTC	51.55	17.40	12.61	0.09	4.62	1.31	1.77	5.50	1.65	3.22	0.97.77	905.30	276.64	2700
CK71	81.46	8.25	3.23	0.00	1.37	0.00	1.27	1.86	0.39	1.87	0.97.44	905.99	277.79	3163

V - GNEISS A DEUX MICAS

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BB62	69.90	14.80	1.97	0.03	1.48	0.69	4.73	3.89	0.25	1.48	099.22	897.94	285.50	960
BC63	64.10	16.30	6.21	0.09	2.52	1.45	2.33	3.45	0.82	2.88	100.15	897.68	284.44	1000
OF33	70.50	14.70	3.77	0.05	1.51	0.93	3.47	2.84	0.29	2.13	100.19	901.92	281.03	2080
QG25	70.90	13.90	3.14	0.04	1.32	0.10	2.80	4.22	0.49	1.88	098.79	900.70	280.74	1850

VI - CIPOLINS DE L'ÉCORCE (1-5) ET DU NOYAU (6)

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BD55	20.00	10.00	1.15	0.03	0.82	30.00	0.27	0.36	0.12	39.53	.	896.42	283.31	1040
BJ731	4.47	0.70	0.40	0.01	0.40	51.76	0.38	0.18	0.03	0.00	100.13	898.84	277.60	1630
CG218	9.41	0.10	0.28	0.03	3.82	45.58	0.20	0.08	0.02	39.81	099.31	900.30	280.08	1620
OJ73	21.27	4.07	1.00	0.03	0.32	39.50	1.36	0.58	0.05	31.45	099.63	905.66	278.28	3015
OL56	39.63	0.74	1.68	0.56	0.91	30.78	0.16	0.16	0.03	25.56	.	903.54	276.87	1800
ND 78	32.80	2.24	7.38	0.36	13.96	23.97	0.24	0.16	0.06	0.00	.	904.56	293.14	2850

VII - GNEISS OEILLÉS DE CRUPILLOUSE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
N171	65.90	14.50	5.04	0.09	2.13	1.26	2.42	4.50	0.97	3.11	099.92	904.72	288.74	1790
PO41	70.40	15.00	3.15	0.03	0.96	1.18	2.96	4.28	0.39	1.50	099.85	908.64	281.02	2685
PQ61A	75.70	12.65	1.90	0.02	0.38	0.60	2.75	4.95	0.23	0.00	099.18	910.92	280.42	1500
PQ81	76.30	12.90	1.68	0.02	0.39	0.59	2.82	4.85	0.15	0.97	100.67	912.30	280.69	1510
PR52	75.60	12.85	1.58	0.03	0.44	0.24	3.11	4.94	0.15	1.17	100.11	909.43	279.94	1840
PR6A	73.10	12.85	2.37	0.04	0.89	1.08	2.87	4.45	0.19	1.16	099.00	910.08	279.32	1370

VIII - MICASCHISTES DE CHAMPOLÉON

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
P062A	67.90	15.50	4.85	0.03	2.09	0.34	2.62	2.86	0.63	2.97	099.78	910.11	282.16	2825
P06E	60.70	15.85	7.49	0.11	3.62	3.62	2.79	2.54	0.95	2.14	099.81	910.72	280.08	1410
P06F	64.90	14.75	6.09	0.09	2.80	2.46	2.94	2.85	0.74	1.73	099.35	910.72	280.08	1410

IX - GNEISS DU PIGEONNIER

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
PG72	68.10	13.90	4.47	0.08	1.85	2.62	2.77	3.16	0.44	2.72	100.11	911.17	290.23	2020
PG74	68.20	14.60	3.41	0.06	1.53	2.83	3.26	2.83	0.44	2.53	099.69	911.63	290.34	1700
PI71	67.00	16.50	3.88	0.11	0.38	0.97	0.39	7.09	0.72	2.87	099.91	911.94	288.98	1540
PI72	65.70	15.80	3.40	0.09	1.87	2.14	2.33	5.01	0.44	2.65	099.43	911.94	288.93	1530
PI73	67.20	14.30	3.86	0.11	1.69	2.61	1.93	4.64	0.48	3.31	100.13	911.72	288.81	1480
PI74	64.50	16.20	5.84	0.11	1.80	2.04	2.53	4.04	0.92	2.58	100.56	911.64	288.75	1490

X - FORMATIONS AMPHIBOLIQUES DE LA LAVEY

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
AT43	47.70	16.05	9.83	0.17	7.59	9.34	2.09	2.92	0.94	2.67	099.30	901.56	303.33	1290
AW75	50.70	19.30	9.46	0.12	6.08	2.51	4.87	1.78	1.25	3.49	099.56	904.43	300.42	1585
AX55	48.00	13.20	11.82	0.18	9.59	7.94	1.60	1.26	2.69	3.13	099.41	902.18	299.84	2360
DK7A	51.00	15.70	14.03	0.29	4.41	6.62	4.51	0.68	1.27	1.88	100.39	911.04	312.06	1380
DL4A	48.40	10.75	14.41	0.20	8.78	8.93	2.17	1.52	3.15	1.30	099.61	908.87	311.78	1320
GN3y	50.20	14.60	11.02	0.22	5.90	10.03	3.29	1.52	1.26	1.60	099.64	914.70	309.64	3250
GN329	54.60	17.60	7.42	0.20	3.93	5.31	4.23	3.34	0.73	1.69	099.05	914.40	309.09	3420
GO28	46.40	16.00	10.25	0.19	8.98	8.79	1.71	3.02	0.54	2.33	098.21	913.82	308.46	3620
NA710	43.20	14.40	16.68	0.29	10.21	6.57	1.18	2.40	3.32	1.86	100.11	904.15	296.86	2610
NE81	63.80	14.30	5.09	0.10	3.95	4.30	2.72	4.84	0.59	1.11	100.80	905.14	292.40	2930
NH8A	47.10	12.25	9.61	0.20	12.25	9.61	1.96	3.68	1.47	1.93	100.06	905.70	289.65	2350
NH8B	61.90	15.20	4.75	0.12	3.76	6.93	4.16	1.93	0.59	1.04	100.38			
NH8D	50.40	16.30	8.10	0.20	6.52	11.86	3.36	1.38	1.09	1.14	100.35			
NH8E	49.50	15.80	10.14	0.16	6.23	9.45	3.17	1.93	1.73	1.04	099.15			
8F	39.30	11.35	14.06	0.22	17.56	12.61	0.73	0.19	0.00	3.00	099.02	905.32	289.98	2480
SG43	41.80	14.45	20.04	0.25	7.86	9.53	1.08	1.57	1.78	1.76	100.12	915.06	291.21	3240
SN5A	57.90	17.05	6.52	0.10	4.57	4.18	3.80	1.80	0.93	2.61	099.46	911.28	284.65	2890
SN5B	54.90	15.70	9.50	0.15	4.60	6.36	3.92	1.08	1.33	2.03	099.57	911.28	284.65	2890

XI - FORMATIONS NON AMPHIBOLIQUES DE LA LAVEY

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
AW54	53.00	19.10	8.79	0.15	5.64	0.86	3.15	3.87	0.68	4.44	099.68	902.28	300.16	2205
AW73	54.50	18.10	9.61	0.13	3.94	3.51	2.06	3.27	1.02	3.90	100.04	904.81	300.10	1590
DL5A	60.30	17.10	6.95	0.14	3.31	3.26	1.94	3.50	0.70	2.74	099.94	909.01	311.89	1320
DL5B	68.70	15.20	3.34	0.06	1.62	1.37	3.24	3.58	0.37	1.81	099.29			
DO22	50.50	19.60	11.71	0.14	4.47	0.43	2.38	3.28	1.39	4.77	098.67	907.10	308.20	3289
DX14	71.40	13.00	3.89	0.08	1.53	2.17	3.84	1.33	0.27	1.47	098.98	905.63	299.80	1570
DX17	74.30	12.50	2.87	0.05	0.64	2.15	4.06	1.38	0.08	0.90	098.93	905.52	299.76	1560
NA86	56.00	18.40	7.78	0.15	3.67	3.28	1.64	3.82	0.87	3.36	098.97	905.51	296.08	1800
NA810	62.30	16.55	6.57	0.10	2.53	2.58	3.12	2.63	0.95	2.62	099.95	905.51	296.22	1760
NF 4D	65.00	13.80	6.55	0.11	3.35	1.62	2.81	3.10	0.87	1.46	098.67	901.70	291.06	2600
NG32	57.90	20.00	9.90	0.28	1.98	3.66	2.57	2.22	0.74	1.07	100.32	900.46	290.88	2390
NH81	61.30	15.45	5.79	0.11	3.18	1.83	2.32	4.15	1.16	3.42	098.71	905.66	289.62	2330
OB71	65.80	14.30	5.90	0.09	1.87	1.29	2.49	3.96	0.78	2.24	098.72	905.18	285.95	1240
OB71'	47.70	17.40	9.36	0.19	5.97	5.69	0.60	3.44	1.28	8.20	099.83			
PE48	66.60	14.20	7.34	0.14	2.74	1.66	2.74	1.66	0.55	2.03	099.66	908.64	292.40	(2900)
PI61	71.30	11.70	4.78	0.08	1.78	1.37	2.34	2.68	0.58	2.35	098.96	910.39	288.81	1755
PJ22	64.30	14.60	6.33	0.09	2.75	2.43	2.58	3.65	0.78	2.51	100.02	906.64	287.86	1440

XII - GNEISS OEILLÉS AMPHIBOLIQUES DE L'OLAN

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
AW45	57.90	14.50	6.28	0.10	4.32	5.15	2.35	6.48	1.29	1.86	100.23	901.70	300.36	2160
NE6A	56.80	15.00	6.81	0.13	4.64	5.04	2.52	6.22	1.32	1.19	099.67	903.50	292.08	2170
NG8A	59.40	14.65	5.14	0.11	3.96	5.69	2.82	5.79	1.14	0.99	099.69	905.78	290.02	2400
PI6A	61.00	14.55	5.55	0.13	3.49	4.28	2.65	5.65	1.12	1.66	100.08	910.31	288.13	1410

XIII - PORPHYROIDES DE L'ALPE-DU-PIN ET GNEISS OCELLAIRES DU PLAN-DU-LAC

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
AQ42	67.90	15.10	2.91	0.04	1.31	1.94	0.63	5.34	0.52	2.95	098.64	901.60	306.93	2450
AS21	66.90	14.95	4.07	0.06	1.37	1.09	2.93	4.74	0.56	2.31	098.98	899.70	304.40 (1500)	
AT42	69.80	13.60	3.79	0.04	1.17	1.09	2.54	4.40	0.50	2.08	099.01	901.08	303.92	1240
AU54	68.60	15.00	4.46	0.08	1.76	1.76	3.07	3.03	0.40	2.34	100.50	902.46	302.63	1550
AU55	63.00	16.20	6.20	0.10	2.34	3.52	2.83	3.22	0.83	2.26	100.50	902.80	302.43	1470
AV56	65.20	16.55	5.01	0.08	1.94	1.16	3.11	3.94	0.68	2.65	100.32	902.98	301.19	1540
AV62	71.00	14.00	3.05	0.04	0.83	1.92	2.76	4.68	0.51	1.41	100.20	903.47	301.86	1500
AW74	66.50	15.00	5.77	0.05	2.74	1.56	2.88	2.78	0.72	2.20	100.20	904.78	300.12	1590
AW76	71.10	13.45	2.67	0.05	1.03	1.27	2.60	4.46	0.30	1.89	098.82	903.99	300.91	1560
DX22	67.10	14.80	3.95	0.08	1.33	2.17	2.86	4.89	0.54	1.26	098.98	906.02	299.94	1585

XIV - GNEISS DE VILLAR-LOUBIERE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
NJ31	64.60	15.70	4.93	0.07	3.19	0.48	2.56	3.72	0.77	3.25	099.47	900.24	287.51	1110
NJ32	70.50	14.10	3.77	0.04	1.42	0.49	2.69	4.16	0.54	2.11	099.82	900.50	287.49	1075
NJ44	65.00	15.10	3.60	0.07	1.65	0.97	2.63	4.43	0.58	2.51	099.54	901.31	287.53	1030
NJ46	68.40	15.25	3.71	0.08	1.47	0.98	3.37	3.47	0.58	2.23	099.54	901.48	287.54	1030
NJ48	66.40	15.40	4.09	0.10	2.42	1.02	2.76	3.29	0.73	3.07	100.08	901.11	287.70	1070
NJ51	68.70	15.00	3.83	0.07	1.34	0.66	2.60	5.22	0.44	1.81	099.67	902.55	287.64	1150

XV - GRANITES DE COLLE-BLANCHE ET MOUTIERE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
GR	63.29	14.45	4.86	0.08	3.00	4.24	3.60	3.75	0.57	0.00	097.84	901.80	280.60	1850
OE23	58.80	13.70	5.88	0.10	6.17	6.17	2.99	3.52	0.78	2.06	100.17	900.36	282.73	1720
OF32	63.70	14.20	4.90	0.09	4.65	3.63	3.33	3.38	0.49	1.96	100.33	901.96	281.06	2090
OG72*	47.44	9.79	3.58	0.12	16.79	7.09	0.83	2.39	0.91	5.45	099.39	905.05	280.46	1920
CH79	67.47	16.05	4.03	0.09	2.67	4.08	3.25	4.81	0.70	0.00	096.20	905.94	279.33	2615
PT51	61.55	15.40	4.63	0.05	3.15	2.88	4.00	3.38	0.60	0.00	095.45	909.07	277.74	1750
PV31	60.90	14.50	6.27	0.10	4.54	3.58	2.76	3.92	0.68	3.27	100.52	907.77	275.88	1720
OG72	54.56	16.23	7.29	0.11	6.24	5.49	3.50	3.39	0.89		97.70	905.05	280.46	1920
PT44	54.75	12.70	7.12	0.11	6.76	6.34	2.82	3.84	0.93		95.37	908.30	277.35	2440

XVI - GRANITES DU BOURG ET D'ORGIÈRES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
NH8C	66.10	15.70	3.72	0.09	1.61	2.84	3.52	3.87	0.64	2.02	100.11	905.85	289.68	2380
PI41	66.00	15.60	3.61	0.09	1.61	1.71	3.08	4.74	0.55	2.29	99.28	908.70	288.09	1250
PI42	67.40	15.10	3.32	0.09	1.37	2.53	3.22	4.30	0.55	2.38	100.26	908.67	288.08	1250
PJ31	63.60	15.50	4.46	0.09	1.75	2.62	2.91	4.61	0.53	2.93	99.00	907.33	287.73	1300
PJ41	67.70	14.70	3.09	0.07	1.13	2.55	3.43	4.32	0.34	1.87	99.22	908.29	287.10	1950
PJ4A	68.60	14.20	3.62	0.07	1.37	2.45	3.28	4.70	0.41	2.03	100.73	908.83	287.78	1200
G 1B	62.30	16.30	5.14	0.10	2.13	4.05	3.71	3.80	0.77	1.08	99.38	899.65	293.85	1460
NF 4E	62.30	17.10	5.30	0.09	1.96	2.89	3.58	3.68	0.61	1.88	99.39	901.70	291.06	2600
NE75	67.10	14.90	3.89	0.09	1.75	0.58	1.99	5.49	0.56	2.70	99.01	904.37	292.47	2500

XVII - GRANITE DE PÉTAREL

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
OB31	75.00	12.30	2.37	0.07	0.59	0.34	3.40	4.34	0.15	1.32	99.81	901.71	285.89	1870
OC2A	78.00	10.85	1.77	0.03	0.59	0.15	3.01	4.74	0.15	1.31	100.60	900.14	284.03	1330
OC51	70.57	14.79	2.64	0.04	1.09	0.76	3.23	5.34	0.43	0.00	98.89	903.41	284.48	2285
OB47	51.75	9.50	2.71	0.09	0.58	15.46	0.69	6.14	0.41	0.00	99.89	902.61	285.15	2135

XVIII - GRANITE DE TURBAT-LAURANOURE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
3TUR	76.13	12.94	1.44	0.04	0.31	0.66	3.47	4.81	0.03	0.00	099.83	899.70	294.06	1470
ND41	72.50	13.80	2.08	0.04	0.49	1.63	3.17	4.51	0.32	0.73	099.27	901.16	293.46	1660
NF 4F	75.40	12.10	1.56	0.03	0.00	0.47	3.22	4.91	0.00	0.80	098.49	901.70	291.06	2600
NG62	70.90	14.13	2.35	0.05	0.59	1.45	3.54	4.80	0.38	0.00	098.19	903.63	290.49	2500
NG8C	73.60	12.85	1.48	0.05	0.74	1.18	3.26	4.94	0.30	1.19	099.59	905.18	290.08	2580
AW 4A	68.80	15.05	3.17	0.06	0.99	3.26	3.12	4.40	0.52	1.03	100.33	901.05	300.15	2640
AX31	69.00	14.60	3.15	0.05	0.98	2.07	3.15	4.04	0.49	1.40	098.93	900.97	299.24	2890
AZ51	71.10	14.70	2.47	0.05	1.03	1.15	3.30	4.69	0.25	1.29	100.03	902.35	297.70	2165

XIX - GRANITE DU GIOBERNEY

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
S032	73.30	13.10	1.63	0.05	0.49	0.39	3.07	5.15	0.22	0.90	098.90	914.50	294.35	2770

XX - GRANITE DES ÉTAGES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
DW21	71.10	13.40	2.82	0.08	0.69	1.24	3.66	4.36	0.29	0.95	098.59	906.91	300.52	1780
DW51	71.90	13.90	2.18	0.07	0.64	1.73	3.27	4.51	0.31	0.86	099.37	909.14	300.76	1830
DX21	71.60	14.10	2.60	0.05	0.69	1.31	3.61	4.21	0.30	0.88	099.35	906.05	299.95	1580
DX11	74.90	13.00	1.69	0.03	0.30	0.91	3.42	4.71	0.14	0.76	099.86	905.99	299.95	1580
DX12	76.10	12.35	0.84	0.01	0.00	0.27	3.63	5.17	0.02	0.46	098.85	905.19	299.85	1580
DW22	60.10	16.20	5.81	0.12	2.75	4.39	3.53	3.29	0.88	1.82	098.39	906.02	299.95	1580

XXI - GRANITE DE LA BÉRARDE - PROMONTOIRE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
CP51	76.00	12.90	1.29	0.04	0.10	0.25	3.87	4.32	0.30	0.67	099.74	909.97	307.26	3520
DP61	65.50	18.45	0.84	0.03	0.35	0.39	5.80	6.54	0.22	0.79	098.91	910.02	307.24	3520
DP 6	62.60	19.90	2.46	0.08	0.94	0.20	5.57	6.11	0.22	1.34	099.42	910.42	307.76	3460
DU41	74.00	13.10	1.54	0.04	0.09	0.99	3.42	4.57	0.26	0.67	098.68	908.15	302.99	2750
GP11	74.40	12.60	1.44	0.05	0.39	0.15	4.16	4.66	0.07	0.84	098.76	912.76	307.36	3092
GP12	75.10	12.40	1.14	0.03	0.25	0.30	4.03	4.72	0.03	0.49	098.49	912.76	307.36	3092
GY 1A	76.80	12.70	0.52	0.10	0.00	0.42	4.08	4.28	0.00	0.31	099.21	912.95	298.23	1830
SA31	75.60	12.10	0.99	0.05	0.00	0.99	3.78	4.47	0.00	0.58	098.56	914.31	297.24	2100
SC42	74.80	13.00	1.04	0.02	0.74	0.59	3.71	4.75	0.07	0.98	099.70	915.65	295.84	2200

XXII - GRANITE DU CRAY

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
DU42	73.90	12.90	1.19	0.03	0.10	1.24	3.27	5.06	0.24	0.75	098.68	908.15	302.99	2750

XXIII - GRANITE DU GRUN

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BA41	69.90	15.90	2.37	0.04	0.99	1.48	4.30	3.70	0.26	1.14	100.08	895.82	286.28	1650
BB32	68.50	15.60	2.27	0.04	0.93	1.77	3.94	3.70	0.41	1.39	098.55	894.58	285.53	2200
MU 6A	65.70	16.10	3.91	0.05	1.33	2.03	3.39	4.08	0.50	1.60	098.69	896.11	292.03	1220

XXIV - APLITES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
DM51	71.70	13.85	1.43	0.02	0.59	1.33	3.61	4.94	0.37	1.08	099.82	909.98	310.40	2510
DX13	77.70	10.80	0.15	0.00	0.00	0.49	3.25	5.02	0.04	1.60	099.05	905.79	299.83	1580
DX15	75.10	12.90	0.52	0.15	0.00	0.59	4.32	4.92	0.00	0.56	099.06	905.36	299.80	1570
GN330	74.90	13.10	1.09	0.02	0.54	0.44	3.52	5.85	0.22	0.81	100.49	914.34	309.00	3410
GO210	74.90	13.70	0.79	0.03	1.04	0.69	4.61	3.92	0.16	0.77	100.61	913.83	308.45	3620
GO211	71.70	13.85	1.43	0.04	0.64	0.79	3.71	5.29	0.31	1.07	098.83	913.60	308.98	3390
PF72	73.40	13.70	0.74	0.02	0.24	0.69	4.16	5.26	0.05	0.83	099.09	911.80	291.62	2410
PJ23	73.50	12.80	1.68	0.03	0.61	0.79	3.55	4.83	0.0	1.32	099.21	906.68	287.87	1440
PN72	75.05	14.13	1.00	0.13	0.06	0.59	4.50	4.26	0.01	0.00	099.73	911.20	283.15	2000
PQ61B	75.60	14.00	0.76	0.03	0.06	0.42	3.82	4.40	0.12	0.00	099.19	910.91	280.42	1500

XXV - ORTHOSES DES GNEISS

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
AS21	66.40	18.30	0.15	0.00	0.00	1.09	1.63	11.88	0.08	0.94	100.47	899.70	304.40	(1500)
AT42	62.90	18.20	0.24	0.01	0.59	1.24	2.28	12.68	0.10	0.90	099.14	901.08	303.92	1240
DX15	73.70	15.40	0.20	0.02	0.00	0.40	4.48	6.07	0.08	0.40	100.75	905.36	299.80	1570
NG 8A	66.20	18.70	0.20	0.00	0.00	0.74	2.38	11.54	0.10	0.49	100.35	905.78	290.02	2400
NH 88	66.50	18.40	0.25	0.01	0.00	1.09	2.38	9.73	0.12	0.71	099.19	905.70	289.65	2350
PE48	70.50	16.40	0.54	0.02	0.00	0.24	5.03	4.58	0.14	1.36	098.81	908.64	292.40	(2900)
PR 6A	67.00	17.80	0.25	0.01	0.00	0.44	2.78	10.32	0.12	0.74	099.46	910.08	279.32	1370
PQ61A	69.50	16.50	0.24	0.01	0.07	0.03	3.30	9.70	6.05	0.00	099.60	910.92	280.42	1500
PQ61B	68.93	16.55	0.08	0.01	0.00	0.30	3.24	10.46	0.05	0.00	099.62	910.92	280.42	1500

XXVI - ORTHOSES DES GRANITES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
NH 8C	65.00	18.30	0.25	0.00	0.00	0.44	3.78	10.52	0.05	0.75	999.22	905.85	289.68	2380
PJ31	64.30	18.50	0.49	0.02	0.00	1.13	2.17	11.36	0.16	1.14	999.27	907.33	287.73	1300
PJ 4A	65.30	18.70	0.39	0.02	0.00	0.79	2.47	11.07	0.14	1.10	999.98	908.83	287.78	1200
NF 4E	65.00	18.55	0.49	0.01	0.05	0.59	2.23	12.00	0.12	0.77	999.71	901.70	291.06	2600
OB47	62.60	16.70	0.38	0.04	0.00	4.34	0.58	11.37	0.13	3.62	999.75	902.61	285.15	2135
OC 2A	66.00	18.30	0.20	0.01	0.00	0.30	1.68	13.00	0.10	0.73	100.22	900.14	284.03	1330
NF 4F	64.50	18.95	0.20	0.00	0.00	0.15	1.68	12.70	0.08	0.75	999.01	901.70	291.06	2600
NG62	69.97	15.80	0.11	0.01	0.01	0.23	2.24	11.40	0.05	0.00	999.82	903.63	290.49	2500
NG 8C	66.10	18.60	0.30	0.00	0.00	0.44	2.78	11.73	0.08	0.51	100.64	905.18	290.08	2580
SC42	65.60	18.30	0.20	0.01	0.00	0.30	2.53	11.82	0.10	0.68	999.54	915.65	295.84	2200
BA41	64.60	18.90	0.10	0.00	0.00	0.30	2.18	13.32	0.08	0.58	999.96	895.82	286.28	1650

XXVII - BIOTITES CORTICALES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
MOU6	40.80	18.02	18.02	0.24	8.68	3.79	1.14	1.70	1.75	5.16	999.30	cf. Tableau I		
MOU9	39.60	20.50	14.92	0.33	9.33	1.02	2.75	0.84	1.44	6.74	997.47			
BJ731	44.40	27.30	3.33	0.02	1.76	6.29	0.09	8.97	0.55	7.54	100.25	898.84	277.60	1630
MOU8	44.80	17.65	16.22	0.33	7.54	4.48	1.57	1.33	1.14	4.58	999.64	cf. Tableau I		
OK213	35.50	20.15	21.30	0.81	6.38	1.92	0.81	3.21	1.77	4.03	995.88			
OK215	42.00	20.05	17.67	0.35	6.11	0.57	1.05	4.15	2.00	4.48	998.43	900.80	277.50	1290
OL 8A	39.10	19.70	20.96	0.12	8.14	0.38	0.43	5.19	1.81	4.72	100.55	906.10	276.76	2300
BE53	50.70	30.60	0.95	0.03	1.48	0.48	1.00	8.12	1.05	4.41	998.82	896.67	282.44	1580
OG218	35.30	18.96	23.19	0.14	9.04	0.60	0.40	3.69	1.99	8.33	101.43	900.30	280.08	1620
3C63	41.00	21.00	19.63	0.24	5.86	0.00	0.05	4.57	1.90	4.71	998.96	897.68	284.44	1000

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
N171	33.50	23.30	22.33	0.22	6.51	0.28	0.00	2.79	3.12	6.93	098.98	904.72	288.74	1790
PQ61A	35.00	19.05	26.18	0.36	5.67	0.35	0.28	7.20	2.40	5.27	101.96	910.92	280.42	1500
PQ61B	37.30	20.43	26.17	0.98	3.53	0.39	0.64	3.94	1.25	7.55	100.06	910.92	280.42	1500
PR6A	30.30	21.15	24.03	0.34	6.30	0.00	0.00	5.82	3.41	3.86	095.71	910.08	279.32	1370
PQ 6E	35.20	17.35	21.70	0.22	11.11	0.43	0.19	6.36	2.89	3.56	099.01	910.72	280.08	1410
PQ6F	34.20	20.50	21.30	0.33	6.84	0.53	0.10	7.42	3.27	2.29	096.78	910.72	280.08	1410
PI71	40.90	20.15	19.95	0.29	5.17	0.00	0.00	4.99	2.85	4.93	099.28	911.94	288.98	1540
PI72	34.60	20.10	22.99	0.46	7.76	1.07	0.00	1.96	2.06	6.54	097.54	911.94	288.93	1530
PI73	34.20	20.55	24.34	0.43	6.71	1.20	0.00	1.85	2.13	7.44	092.55	911.72	288.81	1480
PI74	36.60	20.70	20.95	0.40	6.57	1.93	0.14	2.07	2.68	6.06	096.10	911.64	288.75	1490
NG8A	39.60	14.80	20.37	0.24	6.92	1.38	0.00	6.60	3.81	1.10	096.82	905.78	290.02	2400
NH8A	36.20	14.70	19.60	0.22	12.34	2.45	0.00	7.44	2.15	2.02	099.12	905.70	289.65	2350
NF 4D	34.10	18.20	22.64	0.43	10.20	0.49	0.29	7.01	3.11	2.59	099.06	901.70	291.06	2600
NG32	33.40	18.50	26.75	0.33	8.17	1.34	0.33	4.01	2.56	4.44	099.90	900.46	290.88	2390
OB71	33.80	21.25	23.50	0.34	6.39	1.17	0.00	2.54	2.82	6.00	097.81	905.18	285.95	1240
OB71'	31.70	19.30	20.74	0.33	10.09	2.34	0.00	1.28	1.97	8.23	095.98	905.18	285.95	1240
PI61	40.50	19.30	19.60	0.33	6.60	0.94	0.52	2.97	2.45	5.76	098.97	910.39	288.81	1755
PI62	37.70	21.70	18.85	0.31	5.94	1.79	0.33	2.97	2.68	5.73	098.05	910.20	288.44	1590
PJ22	47.80	18.10	11.46	0.20	5.73	1.29	1.15	3.72	1.91	4.49	095.95	906.64	287.86	1440
NJ31	45.10	18.80	15.97	0.17	7.04	0.42	0.94	2.39	1.17	6.08	096.08	900.24	287.51	1110
NJ32	49.70	16.10	19.68	0.16	4.40	0.00	1.03	2.39	0.42	6.27	100.15	900.50	287.49	1075
NJ44	33.10	20.50	21.84	0.39	6.86	1.03	0.00	2.94	3.03	6.64	096.33	901.31	287.53	1030
NJ44'	28.55	19.35	27.63	0.54	9.58	1.38	0.00	0.42	1.70	7.88	097.53	901.31	287.53	1030
NJ46	31.75	21.50	23.90	0.41	7.47	1.26	0.00	2.15	2.61	6.61	097.06	901.48	287.54	1030
NJ48	33.30	21.60	20.30	0.37	6.58	0.80	0.00	3.90	2.44	6.00	095.79	901.11	287.70	1070
AS21	34.30	20.00	25.21	0.31	7.89	1.12	0.28	2.80	1.77	6.60	100.28	899.70	304.40 (1500)	
AI42	42.20	18.30	19.20	0.35	5.85	1.44	0.19	5.66	3.07	4.01	100.27	901.08	303.92	1240

XXIX - BIOTITES DES GRANITES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BA41	32.00	19.15	23.50	0.40	9.95	2.05	0.42	3.03	3.08	6.60	100.18	895.82	286.28	1650
NF 4E	31.50	16.40	24.60	0.41	10.09	3.79	0.38	3.03	3.31	5.27	098.78	901.70	291.06	2600
NF 4F	31.70	20.70	32.00	0.47	3.76	0.75	0.28	2.21	1.51	5.87	098.65	901.70	291.06	2600
NG62	29.50	17.50	27.74	0.51	8.07	4.04	0.20	1.30	3.28	9.08	101.22	903.63	290.49	2500
NG8C	28.10	20.60	26.23	0.55	6.23	3.28	0.00	1.26	3.75	6.32	096.32	905.18	290.08	2580
NH8C	29.80	17.20	25.30	0.49	9.30	4.42	0.00	0.51	4.00	6.95	097.97	905.85	289.68	2380
OC 2A	29.80	19.55	28.40	0.51	8.63	1.40	0.19	1.49	2.93	6.88	099.78	900.14	284.03	1330
PI41	33.10	18.60	23.47	0.47	7.45	2.98	0.00	1.07	3.35	6.84	097.33	908.70	288.09	1250
PI42	28.90	18.65	26.11	0.49	8.25	3.73	0.00	0.74	3.54	6.74	097.15	908.67	288.08	1250
PJ31	29.70	17.65	25.09	0.47	7.99	3.16	0.14	0.88	3.53	7.06	095.67	907.33	287.73	1300
PJ41	30.90	16.90	27.00	0.52	7.03	3.28	0.00	1.69	3.19	6.22	096.73	908.29	287.10	1950
PJ4A	34.80	16.00	22.75	0.46	6.58	4.09	0.42	1.64	3.38	5.99	096.11	908.83	287.78	1200
PT51	30.83	16.65	20.56	0.14	16.56	1.59	0.32	0.34	2.15	11.76	100.90	909.07	277.74	1750
PV31	33.50	16.50	24.28	0.25	10.68	0.87	0.00	7.57	2.72	2.87	099.24	907.77	275.88	1720
SC42	27.60	17.50	28.07	0.52	12.07	1.84	0.18	0.64	2.76	7.96	099.14	915.65	295.84	2200

XXX - MUSCOVITES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
BE53	39.60	21.60	18.57	0.15	6.57	0.72	0.29	6.38	1.93	3.30	099.11	896.67	282.44	1580
PQ61B	46.50	33.90	2.29	0.06	0.52	0.16	0.82	10.38	0.31	4.86	099.81	910.92	280.42	1500

XXXI - GRENATS

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
9E53	38.13	20.30	32.96	1.68	0.91	6.80	0.08	0.12	0.35	0.95	102.27	896.67	282.44	1580
UX15	35.85	20.10	31.97	12.28	0.42	0.41	0.06	0.18	0.00	1.40	102.75	905.36	299.80	1570
NG32	36.35	20.35	34.73	1.20	3.43	4.71	0.06	0.18	0.64	0.00	102.92	900.46	290.88	2390
UL 8A	37.27	20.65	32.93	2.46	1.64	6.31	0.06	0.18	0.22	1.42	103.26	906.10	276.76	2300
GL8A'	38.70	20.14	32.08	1.98	1.86	5.96	0.12	0.36	0.18	1.26	102.75	906.10	276.76	2300
PE48	38.58	20.66	31.66	0.72	6.53	2.64	0.04	0.36	0.38	0.00	103.52	908.64	292.40	(2900)
PQ 6E	33.60	17.80	32.09	1.86	4.58	3.59	0.21	0.32	6.29	1.70	102.21	910.72	280.08	1410

XXXII - AMPHIBOLES CORTICALES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
MOU0	44.31	12.65	14.27	0.25	12.41	9.67	1.20	0.42	0.88	4.84	101.00	cf. Tableau I		
MOU1	41.26	11.05	19.96	0.45	9.14	10.25	1.22	0.42	3.81	3.00	100.64			
MOU2	43.38	12.34	17.59	0.28	10.10	9.86	1.70	0.52	1.18	3.33	100.37			
MOU3	43.93	12.70	16.85	0.32	8.89	11.81	1.50	0.42	1.89	2.55	100.95			
MOU4	43.22	11.39	18.36	0.37	10.14	11.26	1.32	0.58	1.51	2.77	100.96			
MOU5	43.77	12.09	18.34	0.36	9.89	10.63	1.28	0.70	1.52	2.74	101.40	cf. Tableau I		
MOU6	43.32	14.52	16.50	0.35	9.91	10.07	1.40	0.62	1.42	0.00	101.72			
MOU7	44.90	11.57	16.75	0.36	10.70	10.45	1.32	0.64	1.48	3.00	101.22			
BK51	42.71	14.37	15.55	0.27	7.99	9.37	2.60	0.50	3.98	3.04	100.38	896.76	277.94	1300
BE325	39.00	12.21	23.88	0.48	7.02	9.00	1.44	0.50	6.41	0.00	099.05	= V 5, cf. MOU Tableau I		
BF45	42.71	15.30	16.10	0.23	10.06	7.37	2.24	0.78	1.08	4.44	100.41	895.76	281.30	1360

XXXIII - AMPHIBOLES DU NOYAU

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
AT43	44.90	10.43	16.18	0.26	12.22	11.28	1.36	1.32	1.08	0.00	099.03	901.56	303.33	1290
AT43 ^f	45.20	10.94	15.38	0.22	11.58	11.30	1.36	1.54	1.02	0.00	098.54	901.56	303.33	1290
NH 8B	50.00	5.89	16.14	0.44	13.08	11.13	0.74	0.74	1.14	0.00	102.23	905.70	289.65	2350
NH 8D	47.83	8.65	14.94	0.29	12.66	11.58	1.22	0.94	1.38	0.00	101.95			
NH 8E	47.35	8.50	17.05	0.24	11.11	11.57	1.12	0.94	1.75	0.00	102.17			
NG 8A	42.65	9.10	18.97	0.34	11.62	8.45	0.84	3.10	1.93	3.72	100.72	905.78	290.02	2400

XXXIV - AMPHIBOLE DU GRANITE DE COLLE-BLANCHE

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	TOTAL	X	Y	Z
PT44	47.63	5.37	11.71	0.29	13.99	12.01	0.78	1.00	0.81	6.08	099.67	908.30	277.35	2440

ANNEXE III

NOTES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA STRUCTURE DE L'ARCHE-EN-CHAMPOLÉON

J'avais parcouru en 1964 la région de l'Arche, au Sud-Est du Chaillol, en rive gauche du torrent du Mal-Cros. L'existence d'une dalle priabonienne autochtone, transgressive sur un synclinal couché et déversé du Trias et du Lias, et l'abondance des ammonites que j'y avais observées, m'ont amené à demander l'aide de O. de Charpal puis de R. Mouterde pour relever la coupe du sédimentaire et déterminer l'âge des horizons les plus élevés participant à la structure synclinale anténummulitique. La coupe est donnée dans la figure 153. Les deux conclusions que l'on peut tirer de cette étude sont :

- l'activité certaine du volcanisme spilitique jusqu'au Sinémurien inclus : un filon-couche spilitique vacuolaire, d'un mètre d'épaisseur et d'une dizaine de mètres de longueur, s'est mis en place dans les boues calcaires du Sinémurien et se termine à quelques mètres d'une ammonite sinémurienne (arnioceras) ($x = 907$, $y = 277,2$, 2370 m). Cet affleurement exceptionnel dont la photographie a malheureusement été égarée à Lyon, est le seul où a pu être observé le mode de mise en place des masses spilitiques dans des sédiments liasiques frais et fossilifères (P. Gidon, 1954, p. 34 : "à l'entrée du Vallon de Montagnole, à l'aplomb de la Croix de Cibouit, est le seul point où j'ai pu observer avec certitude l'existence de spilites liasiques") ;

- malgré l'épaisseur des formations marno-calcaires fossilifères qui affleurent parfaitement à l'Arche, il n'a pas été possible de trouver de terme supérieur en Sinémurien (un violent orage nous a empêché d'achever la coupe, mais à la montée, les puissants éboulis de la face Est de l'Arche, n'avaient livré à R. Mouterde que des ammonites sinémuriennes ; Arnioceras). Les mouvements tectoniques qui ont abouti à la formation du synclinal de l'Arche sont donc mal datés et compris entre le Sinémurien et la base du Priabonien.

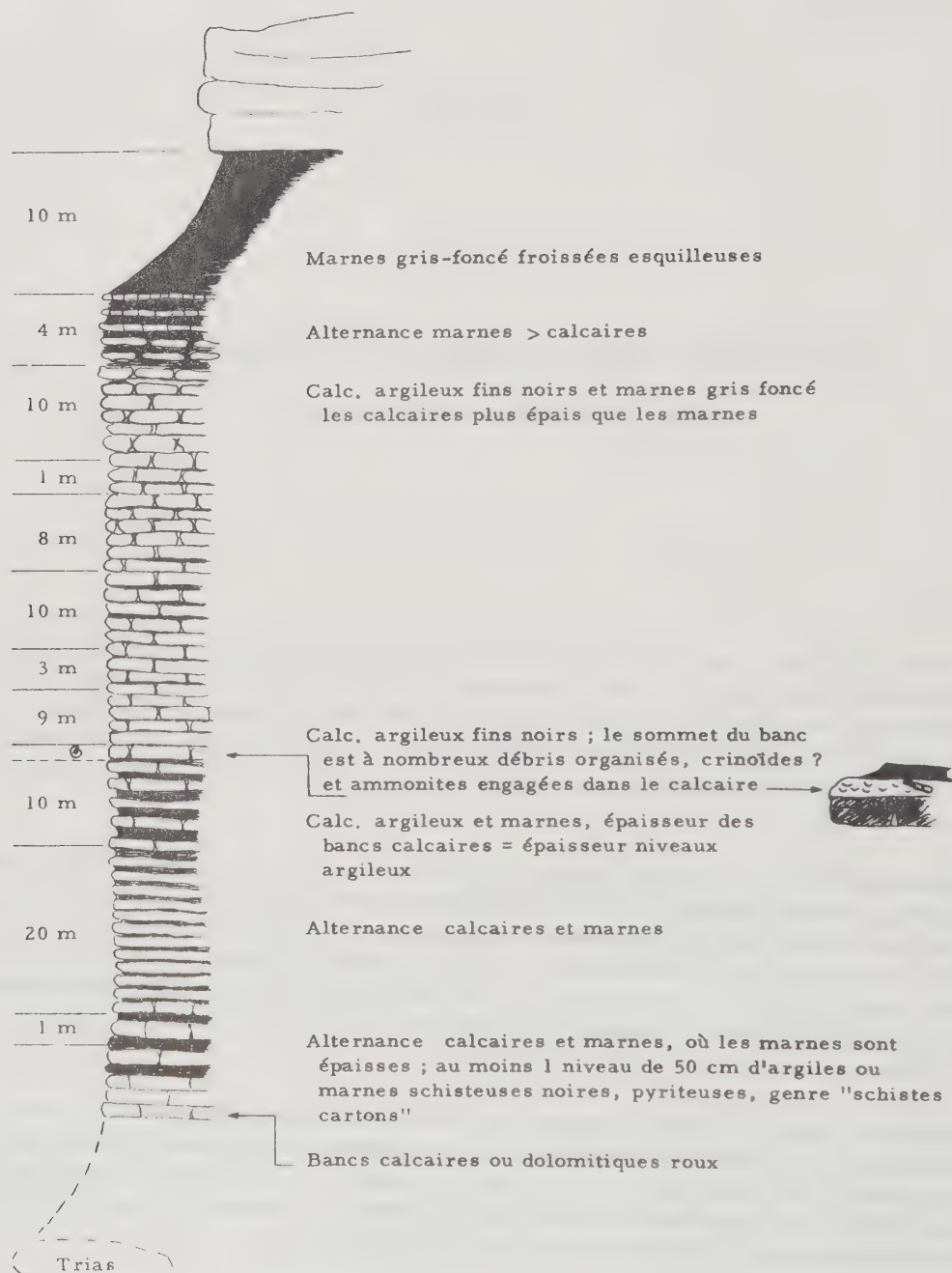


Figure 153 - Coupe stratigraphique relevée en 1966 par O. de Charpal
sur le flanc Est de la crête de l'Arche.

BIBLIOGRAPHIE

Dans le texte de ce travail, et par souci de simplification, les initiales des prénoms des différents auteurs n'ont été citées que lorsqu'une confusion risquait de naître.

Je prie les auteurs qui viendraient à lire ce manuscrit de bien vouloir me pardonner cette liberté.

1 - DOCUMENTS TOPOGRAPHIQUES, ITINÉRAIRES

Cartes topographiques publiées par l'Institut Géographique National :

- feuilles au 20 000° de :

La Grave, n° 5, 6, 7

La Mure, n° 8

Orcières, n° 1, 2, 3, 5, 6, 7

Saint-Bonnet, n° 4, 8

Saint-Christophe-en-Oisans, n° 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8

- feuilles au 50 000° de :

La Grave, n° XXXIV-35

La Mure, n° XXXIII-36

Orcières, n° XXXIV-37

Saint-Bonnet, n° XXXIII-37

Saint-Christophe-en-Oisans, n° XXXIV-36

- feuilles au 100 000° :

grand format n° 54.

Carte Michelin au 200 000°, Valence-Grenoble, n° 77.

Photos aériennes :

Mission France 1960 - La Mure - Saint-Christophe-en-Oisans,
La Mure, n° XXXIII-36
Saint-Christophe-en-Oisans, n° XXXIV-36

Mission France 1961 - Saint-Bonnet - Orcières,
Saint-Bonnet, n° XXXIII-37
Orcières, n° XXXIV-37

Mission France 1967 - La Grave, n° XXXIV-35

DEVIES L., LABANDE F. et LALOUÉ M. (1969-1971) - Le Massif des Ecrins. Arthaud, Paris, 3e édition, 2 tomes.

2 - BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

De nombreuses autres références concernant le Haut-Dauphiné figurent dans la bibliographie de P. BELLAIR (1948).

- ALLIX A. (1929) - Un pays de haute-montagne : l'Oisans. Etude géographique. A. Colin, Paris, 915 p.
- ALLIX A. (1950) - Sur la structure des massifs centraux dauphinois. *Rev. Géogr. alp.*, Fr., 48, pp. 560-566.
- ALSAC C. et MICHEL R. (1961) - Contact discordant entre Trias et Lias dans la partie centrale du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes). In : Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960. *Mém. Bur. Rech. géol. minières*, Fr., n° 4, pp. 695-696.
- ALTHAUS E. (1968) - L'influence de l'eau sur les réactions métamorphiques des minéraux. *Neues Jb. Mineral.*, *Monatsh.*, *Dtsch.*, cahier 9, pp. 289-306.
- ANTHONIOZ P. M. et FERRAGNE A. (1967) - Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci.*, Fr., 265, série D, pp. 848-851.
- APRAHAMIAN J. et GIBERGY P. (1966) - Présence de débris d'ignimbrites dans les grès permien des Rouchoux (bordure sud-ouest du Pelvoux, Isère). *C.R. Acad. Sci.*, Fr., série D, 262, pp. 1505-1508.
- AUBOUIN J. (1961) - Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, 3, pp. 629-728.
- BAGGIO P., FERRARA G. and MALARODA R. (1967) - Results of some Rb/Sr Age Determinations of the Rocks of the Mont Blanc Tunnel. *Boll. Soc. geol. ital.*, 86, pp. 193-212.
- BARBIER J. et RANCHIN G. (1969) - Zonalité pétrographique et géochimique dans le massif granitique de Saint-Sylvestre (Limousin - Massif central français). In : *Géologie de l'uranium dans le massif granitique de Saint-Sylvestre*, rapport C. E. A. R-3684, pp. 57-117.
- BARBIER R. (1956) - L'importance de la tectonique "anténommulitique" dans la zone ultra-dauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne Arvinche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 6, pp. 355-370.
- BARBIER R. (1961) - Les reliefs "vindéliens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. In : Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960. *Mém. Bur. Rech. géol. minières*, Fr., n° 4, pp. 691-694.
- BARBIER R. et MICHEL R. (1958) - Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 6, 6, pp. 709-714.
- BARBIERI A. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites. Aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse 3e cycle, Grenoble, 127 p.
- BARD J. P. (1969) - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique. Thèse Doct. Sci. nat. Montpellier. Arch. orig. Centre Document. C.N.R.S., n° 2948, 398 p.
- BARFETY J. C., GIDON M. et KERCKHOVE C. (1968) - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Fr., 267, série D, pp. 394-397.
- BARTH T. F. W. (1952) - Theoretical petrology. A textbook on the origin and the evolution of rocks. John Wiley, New York, 369 p.
- BARTH T. F. W. (1968) - Additional data for the two-feldspar geothermometer. *Lithos*, Norvège, 1, pp. 305-306.
- BARTH T. F. W. (1969) - Feldspar. John Wiley, New York, 261 p.

- BARTHOLOME P. (1969) - Sur le cycle géochimique et plus spécialement le cycle du sodium. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 92, pp. 5-35.
- BELLAIR P. (1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I. Le Haut Massif. *Mém. Serv. Carte géol., Fr.*, 348 p.
- BELLAIR P. (1957 a) - Les métamorphismes superposés des massifs centraux alpins. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 245, pp. 2337-2339.
- BELLAIR P. (1957 b) - Le volcanisme nummulitique du Champsaur. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 245, pp. 2515-2517.
- BELLAIR P. (1958) - Le complexe cristallin de Chaillol le Vieux (feuille Orcières au 50 000°). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 255, 56, 155 p.
- BELLAIR P. (1962) - L'accident de l'Aiguille du Plat de la Selle (feuille de St-Christophe-en-Oisans au 50 000°). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 269, 59, pp. 153-159.
- BELLIERES J. (1956) - Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 6, 6, pp. 691-698.
- BERTRAND J., CHESSEX R., DELALOYE M., LAURENT R. et VUAGNAT M. (1965) - Déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons de la chaîne alpine. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 45, pp. 317-326.
- BLANCHET M. L. et MALAPRADE L. (1967) - Méthode rapide de dosage des principaux éléments d'une roche silicatée. *Chim. anal., Fr.*, 49, pp. 11-27.
- BONHOMME M., BUFFIERE J.M., MICHEL R., PHILIBERT J., ROQUES M. et VIALETTE Y. (1963) - Age absolu du granite du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 256, groupe 9, pp. 2649-2651.
- BONNAIRE (1800, an IX) - Mémoire au Ministre de l'Intérieur sur la statistique du Département des Hautes-Alpes. *Imprimerie des sourds-muets, Paris.*
- BORDET C. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 218 p.
- BORDET P. (1948) - La détermination optique des feldspaths dans les plaques minces de roches (méthodes classiques). *Inst. Catholique, Lab. Géologie, Paris*, 15 p., 2 pl.
- BORDET P. (1961 a) - Sur la géologie du massif de Belledonne (sensu stricto), Isère. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 252, groupe 9, pp. 434-436.
- BORDET P. (1961 b) - Données provisoires sur la structure du Massif de Belledonne (sensu stricto) (feuilles de Domène et Vizille au 50 000°). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 269, 59, pp. 161-172.
- BORDET P. (1961 c) - Particularités géologiques du "synclinal médian" dans le Sud du massif des Grandes-Rousses. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 44-45.
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 39, pp. 173-198.
- BORDET P. (1968) - Précis d'optique cristalline appliquée à l'identification des minéraux. *Masson, Paris*, 220 p.
- BORDET P. et BORDET C. (1960-1963) - Belledonne-Grandes Rousses et Aiguilles Rouges-Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. *Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. hors-série Soc. géol. Fr.*, 2, pp. 309-316.
- BORDET P. et CHAURIS L. (1965) - Triclinisme lié à une zone d'écrasement dans les feldspaths potassiques du granite de l'Aber-Ildut (Finistère). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 88, pp. 527-528.

- BORDET P. et CORSIN P. (1951) - Flore stéphanienne dans le massif des Grandes-Rousses. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., p. 73.
- BORNUAT M. (1962) - Etude de la couverture sédimentaire de la bordure sud-ouest du massif des Grandes-Rousses au Nord de Bourg-d'Oisans (Isère). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 38, pp. 147-203.
- BOUCARUT M. (1967) - Structure du granite de l'Argentera et style tectonique de l'ensemble de ce massif (Alpes-Maritimes) C. R. Acad. Sci., Fr., 264, série D, pp. 1573-1576.
- BOWEN N. L. (1928) - The evolution of igneous rocks. Dover Publications, New York, réimpression 1956, 334 p.
- BOYD F. R. (1959) - Hydrothermal investigations of amphiboles. In : Researches in Geochemistry, P. H. Abelson, editor. John Wiley, New York, pp. 377-396.
- BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1962) - Ages "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 42, pp. 295-305.
- BUFFIERE J. M. (1964) - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 40, pp. 45-79.
- BUFFIERE J. M. et TANE J. L. (1963) - Trias de la couverture nord-ouest du massif du Pelvoux. In : Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, 1961. Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr., n° 15, pp. 266-268.
- BURNHAM C. W. (1967) - Hydrothermal fluids at magmatic stage. In : Geochemistry of hydrothermal ore deposits, edited by H. Lloyd Barnes. The Pennsylvania State University, pp. 34-76.
- CAMBOLY J. (1966) - Etude pétrographique et géochimique des granites de la région de Vic-Habeauru (Vosges) et de leurs enclaves. Thèse 3e cycle, Nancy, 87 p. ronéo.
- CAPDEVILLA R. (1969) - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne). Thèse Doct. Sci. nat. Montpellier. Arch. orig. Centre Document. C.N.R.S., n° 2949, 430 p.
- CARME F. (1965 a) - Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sci., Fr., 260, groupe 9, pp. 6401-6404.
- CARME F. (1965 b) - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins anté-houillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C. R. Acad. Sci., Fr., 260, groupe 9, pp. 6656-6659.
- CARME F. (1970 a) - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute Cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sci., Fr., 271, série D, pp. 631-633.
- CARME F. (1970 b) - Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sci., Fr., 271, série D, pp. 696-699.
- CARME F. (1970 c) - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C. R. Acad. Sci., Fr., 271, série D, pp. 1733-1736.
- CARME F. (1970 d) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C. R. Acad. Sci., Fr., 271, série D, pp. 2232-2235.
- CHAYES F. (1955) - Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. J. Geol., U.S.A., 63, pp. 75-82.
- CHESSEX R. (1964) - Déterminations d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des "radiation damage". Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 44, pp. 27-42.

- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1964) - Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. 2^e série. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 44, pp. 43-60.
- CHESSEX R., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1965) - Réflexions sur les limites de la géochronométrie. Arch. Sci., Suisse, 18, pp. 341-353.
- CHESSEX R., DELALOYE M., LAURENT R., BERTRAND J. et VUAGNAT M. (1966) - Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur des zircons alpins. 4^e série. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 46, pp. 691-693.
- CHESSEX R., DELALOYE M. et VUAGNAT M. (1968) - Sur l'âge de quelques zircons des Alpes du Sud et de l'Apenin. R.C. Soc. ital. Mineral. Petrol., 24, pp. 19-28.
- CHINNER G. A. (1961) - The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. J. Petrol., G.B., 2, pp. 312-323.
- CLAVEL M. (1963) - Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont (Massif de Belledonne, Isère). Thèse, Nancy. 139 p.
- COGNE J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouailles. Mém. Serv. carte géol., Fr., 382 p.
- COGNE J. (1966) - Une "nappe" cadomienne de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou). Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 19, pp. 107-136.
- COGNE J. et ELLER J. P. von (1961) - Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques. Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 14, pp. 59-64.
- COLLOMB P. (1969) - Orogenèses superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercyniennes métamorphiques du Sud de la France. Geol. Assoc. Canada, Special paper n° 5, pp. 89-104.
- COLLOMB P. et ELLENBERGER F. (1966 a) - La grille des linéations : un phénomène tectonique régional autonome. C.R. Acad. Sci., Fr., 262, série D, pp. 1832-1835.
- COLLOMB P. et ELLENBERGER F. (1966 b) - Signification tectonique de la linéation régionale. C.R. Acad. Sci., Fr., 262, série D, pp. 1921-1924.
- COLLOMB P. et ELLENBERGER F. (1967) - La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique. C.R. Acad. Sci., Fr., 264, série D, pp. 2970-2973.
- COOLIDGE W. A. B., DUHAMEL H. et PERRIN F. (1887) - Guide du Haut-Dauphiné. Alexandre Gratier, Libraire-éditeur, juin.
- COOMBS D. S. (1954) - The nature and alteration of some triassic sediments from Southland, New Zealand. Trans. r. Soc. New Zealand, Geol., 82, pp. 65-109.
- DALY R. A. (1914) - Igneous rocks and the depths of the earth. Hafner publishing Company, New York, réimpression 1968, 598 p.
- DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Thèse. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 171 p.
- DEBELMAS J. (1965) - Du Pelvoux au Viso. Un survol géologique des Alpes françaises. Mitt. naturforsch. Gesellsch. Bern, 22, pp. 63-70.
- DEBELMAS J. (1970) - Alpes (Savoie et Dauphiné). Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 213 p.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Inform. Sci., Fr., n° 1, pp. 1-33.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. et MATTAUER M. (1966) - Quelques remarques sur le concept de "géosynclinal" (à propos d'un récent ouvrage de J. Aubouin). Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr., 8, pp. 133-150.

- DEER W. A., HOWIE R. A. and ZUSSMAN J. (1963-1965) - Rock forming minerals. John Wiley, New York, 5 volumes.
- DELAHOYE M. et VUAGNAT M. (1968) - Fichier de géochronométrie. Arch. Sci., Suisse, 21, pp. 187-211.
- DELTEIL J., DUCROZ M., GUARDIA P. et LEPVRIER C. (1964) - Etude tectonique du bord subalpin du Pic de l'Aiguille au Massif de Charance (Hautes-Alpes). Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 278, 61, pp. 153-160.
- DESTHIEUX F. et VERNET J. (1970) - Nouvelles données pétrographiques et structurales sur la région du Lauvitel (massif du Pelvoux). Géol. alp., Grenoble, 46, pp. 67-76.
- DEVIES L., LABANDE F. et LALOUE M. (1969) - Le Massif des Ecrins. I. Meije-Ecrins. Arthaud, Paris 3° édition, 636 p.
- DEVIES L., LABANDE F. et LALOUE M. (1971) - Le Massif des Ecrins. II. Ailefroide, Pelvoux, Bans, Olan, Muzelle. Arthaud, Paris, 3° édition, 662 p.
- DEVIES L. et LALOUE M. (1946) - Guide du Massif des Ecrins. Arthaud, Paris, 2° édition, 1951: 2 tomes, 475 p. et 427 p.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969) - Les granites du Massif Central français : étude comparée des leuco-granites et granodiorites. Contrif. Mineral. Petrol., 24, pp. 219-238.
- DIETRICH R. V. (1961) - Comments on the "Two-feldspar geothermometer" and K-feldspar obliquity. Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp., pp. 15-20.
- DIETRICH R. V. (1962) - K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. Norsk geol. T., 42, pp. 394-414.
- DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 36, pp. 285-368.
- DOWELL S. D. Mc and WYLLIE P. J. (1971) - Experimental studies of igneous rock series : the kungnat syenite complex of southwest Greenland. J. Geol., U.S.A., 79, pp. 173-194.
- EHRSTROM C. E. (1967) - Sur l'existence d'un accident important à la bordure occidentale du granite des Sept-Laux (Massif de Belledonne). Note préliminaire. Géol. alp., Grenoble, 43, pp. 71-78.
- ELLER J. P. von (1961) - Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. Etude géologique et pétrographique. Thèse, Strasbourg. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 19, 155 p.
- ELLER J. P. von (1964) - Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. I. Région comprise entre la plaine d'Alsace, d'Andlau à St Nabor et le Champ-du-Feu. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, 17, pp. 171-210.
- ELLER J. P. von (1965) - Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. II. Région comprise entre la faille vosgienne à l'Est de Grendelbruch et la vallée de la Bruche à la hauteur de Fouday-Rothau. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, 18, pp. 117-144.
- ELLER J. P. von (1966) - Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. III. La haute vallée de la Bruche. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, 19, pp. 137-161.
- ELLER J. P. von (1968) - Granitisation, dioritisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. IV. La zone comprise entre Saales et Denipaire (Vosges). Bull. Serv. Carte géol. Alsace - Lorraine, 21, pp. 3-22.
- ELLER J. P. von (1969) - Granitisation, dioritisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. V. Le massif d'Etival. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, 22, pp. 185-198.
- ENGEL A. E. J. and ENGEL C. E. (1962) - Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolite, N.W. Adirondack mountains, N.Y. Geol. Soc. Amer., Bull., 73, pp. 1499-1515.

- ERDMANNSDÖRFFER O. H. (1943) - Epoques intermédiaires hydrothermales dans le déroulement de la cristallisation de roches plutoniques. *Chem. d. Erde, Dtsch*, 15, pp. 283-295.
- FABRIES J. (1963) - Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. *Sci. de la Terre, Mém., Fr., n° 4*, 270 p.
- FABRIES J. (1966 a) - Une représentation graphique des principales substitutions rencontrées dans les amphiboles calciques et sodiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 262, série D, pp. 1824-1827.
- FABRIES J. (1966 b) - Sur la nature des hornblendes dans le métamorphisme de type glaucophane-jadéite. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 263, série D, pp. 749-752.
- FABRIES J. (1966 c) - Nature des hornblendes et types de métamorphisme. Symposium on Pyroxenes and/or Amphiboles. 5th Meeting I.M.A., Cambridge, août 1966, 8 p.
- FERRAGNE A. (1968) - Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 266, série D, pp. 2376-2379.
- FERRARA G. and MALARODA R. (1969) - Radiometric Age of granitic Rocks from the Argentera Massif (Maritime Alps). *Boll. Soc. geol. ital.*, 88, pp. 311-320.
- FORSTER M. D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Surv., prof. Paper, U.S.A.*, n° 354-B, 49 p.
- FRANKS G. D. (1968) - The pre-Westphalian (Hercynian) metamorphism and structures of the Tödi area (Aar massif). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 48, pp. 667-694.
- GAGNY C. (1968) - Pétrogenèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales, France. Thèse Doct. Sci. nat. Nantes, Arch. orig. Centre Document. C.N.R.S., n° 2729, 546 p.
- GANGULY J. (1969) - Chloritoid stability and related paragenesis : theory, experiments and applications. *Amer. J. Sci.*, 267, pp. 910-944.
- GIBERGY P. (1968) - Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 267, série D, pp. 1251-1254.
- GIBERGY P. (1970) - Précisions sur la structure tectonique de la région d'Entraigues en Valbonnais (secteur sud-ouest du massif du Pelvoux, Alpes, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 270, série D, pp. 2627-2629.
- GIBERGY P., LACOMBE J. C. et VIALON P. (1970) - Caractères des faciès attribuables au Dévono-Dinantien et de leur métamorphisme, dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 270, série D, pp. 756-759.
- GIDON P. (1954) - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 31, pp. 1-202.
- GIDON M. et MONJUVENT G. (1969) - Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du Haut-Drac (Hautes-Alpes). *Bull. Ass. fr. Et. Quaternaire*, 2, pp. 145-161.
- GIGNOUX M. (1960) - Géologie stratigraphique. Masson, Paris, 5e éd., 759 p.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise. Masson, Paris, 2e éd., 392 p.
- GILLOT-BARBIERI C. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse Fac. Sci. Grenoble, 130 p.
- GILLOT-BARBIERI C., BARBIERI A. et VIALON P. (1970) - Le problème de l'âge des granites et des migmatites de la partie orientale du Massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 270, série D, pp. 596-599.

- GIRAUD P. (1952) - Les terrains métamorphiques du Massif des Grandes-Rousses. (Isère). Bull. Soc. géol. Fr., série 6, 2, pp. 379-402.
- GLANGEAUD L. (1970) - Les structures mégamétriques de la Méditerranée. Méditerranée occidentale. C.R. Acad. Sci., Fr., 270, série D, pp. 3184-3189.
- GLANGEAUD L. et ALBISSIN M. d' (1958) - Les phases tectoniques au NE du Devoluy et leur influence structurale. Bull. Soc. géol. Fr., série 6, 8, pp. 675-688.
- GOGUEL J. (1952) - Traité de tectonique. Masson, Paris, 383 p.
- GOGUEL J. (1965) - La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques. Bull. Soc. géol. Fr., série 7, 7, pp. 747-752.
- GORAI M. (1951) - Petrological studies on plagioclase twins. Amer. Mineralogist, 36, pp. 884-901.
- GORANSON R. W. (1931) - The solubility of water in granite magmas. Amer. J. Sci., 22, pp. 481-502.
- GROLIER J. et VIALON P. (1964) - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. Bull. Soc. géol. Fr., série 7, 6, pp. 309-321.
- GUEYMARD E. (1830) - Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes. Baratier frères et fils, Grenoble, 121 p.
- GUITARD G. (1963) - La composition des biotites des gneiss ocellés du Canigou (Pyrénées orientales) et l'origine de ces gneiss. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 86, pp. 139-142.
- GUITARD G. (1967) - Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou, durant l'orogénèse hercynienne. C.R. Acad. Sci., Fr., 265, série D, pp. 1357-1360.
- GUITARD G., RAGUIN E. et SABATIER G. (1960) - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 83, pp. 48-56.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1970) - Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie. C.R. Acad. Sci., Fr., 271, série D, pp. 8-11.
- GUNDLACH H., KARL F. und MULLER G. (1967) - Vergleichende geochemische Untersuchungen an ost- und süd-alpinen Graniten, Granodioriten und Tonaliten. Beitr. Mineral. Petrol., Dtsch., 16, pp. 285-299.
- HAMEURT J. (1968) - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Etude géologique et pétrographique. I. Les terrains cristallophylliens. II. Les granites et conclusions générales. Annexes. Thèse Doct. Sci. nat. Nancy, Arch. origin. Centre Document. C.N.R.S., n° 2629, 578 p.
- HARRIS P. G., KENNEDY W. Q. and SCARFE C. M. (1970) - Volcanism versus plutonism. The effect of chemical composition. In : Mechanism of Igneous Intrusion, pp. 187-200.
- HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1961) - Stratigraphie du Lias du Dôme de La Mure. Variétés de faciès entre le Dôme de La Mure et ses bordures. In : Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960. Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr., n° 4, pp. 665-683.
- HEMLEY J. J. (1959) - Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Amer. J. Sci., 257, pp. 241-270.
- HOUNSLOW A. W. and MOORE J. M. (1967) - Chemical petrology of Grenville schist near Fernleigh, Ontario. J. Petrol., G.B., 8, pp. 1-28.
- IYAMA J. T. (1966) - Contribution à l'étude des équilibres sub-solidus du système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide des réactions d'échange d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 89, pp. 442-454.

- ISNARD P. et LA ROCHE H. de (1968) - De la composition chimique à la composition minéralogique des granites à deux micas. Traitement par le calcul automatique dans les études en grande série. Application au massif de la Marche Orientale. *Sci. de la Terre, Fr.*, 13, pp. 79-97.
- IWASAKI M. (1963) - Metamorphic rocks of the Kôtu-Bizan area ; Eastern Sikoku. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, II, 15, part 1, pp. 1-90.
- JAGER E. (1966) - Das Alter von Graniten und Gneisen. *Mineral. (Tschermaks) petrogr. Mitt. Österr.*, 11, pp. 304-316.
- JOHANNSEN A. (1939) - A descriptive petrography of the igneous rocks. *Univ. Chicago Press.*, 4 vol.
- JUNG J. (1958) - Précis de pétrographie. *Masson, Paris*, 314 p.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1959) - Classification modale des roches éruptives (utilisant les données fournies par le compteur de points). *Masson, Paris*, 117 p.
- JUNG J. et ROQUES M. (1952) - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 50, n° 235, pp. 1-61.
- JUTEAU T. (1965) - Etude pétrographique et géochimique des roches volcaniques dévono-dinantienne du Massif de Schirmeck (Vosges septentrionales). Thèse 3e cycle, Nancy, 164 p. ronéo.
- JUTEAU T. et ROCCI G. (1966) - Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. *Sci. de la Terre, Fr.*, 11, pp. 68-104.
- KALSBECK F. (1961) - Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne massif, France). *Publications département Pétro., Minéralo., Cristallo., Univ. Leyde, série 2, n° 5*, 136 p.
- KALSBECK F. and ZWART H. J. (1967) - Zircons from some gneisses and granites in the central and eastern Pyrenees. *Geol. en Mijnbouw, Nederl.*, 46, pp. 457-466.
- KERN R. et WEISBROD A. (1964) - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. *Masson, Paris*, 243 p.
- KIENAST J. R. et VELDE B. (1970) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 271, série D, pp. 637-640.
- KHITAROV N. I. (1957) - The chemical properties of solutions arising as a result of the interaction of water with rocks at elevated temperatures and pressures. *Geochem. International. (Geokhymia)*, 6, pp. 566-578.
- KORZHINSKII D. S. (1958) - Différenciation hydrothermale acido-alkaline. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 122, pp. 267-270.
- KORZHINSKII D. S. (1967) - Factors determining acidity and basicity of the environment of mineral formation. *Miner. Deposita, Dtsch.*, 2, pp. 1-4.
- KRUMMENACHER D. (1959) - Le cristallin de la région de Fully (Valais). Thèse n° 1293, *Fac. Sci., Genève, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 39, pp. 151-266.
- KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.F. (1960) - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 40, pp. 267-277.
- KRUMMENACHER D., BORDET P. et LE FORT P. (1965) - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. *Schweiz. mineral. petrogr.*, 45, pp. 855-874.
- LABERNARDIERE H. (1967) - Gisement, caractères et nature de quelques ultramylonites de la zone broyée d'Argentat (Corrèze). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 264, série D, pp. 1829-1832.

- LABROUSTE Y. H. , BALTENBERGER P. , PERRIER G. et RECQ M. (1968) - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France. C. R. Acad. Sci. , Fr. , 266, série D, pp. 663-665.
- LACOMBE J. C. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse, 3e cycle, Grenoble, 118 p.
- LACROIX A. (1892-1910) - Minéralogie de la France. Librairie A. Blanchard, Paris, 5 tomes.
- LAMBERT A. et MONTJUVENT G. (1968) - Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac. Note préliminaire. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 44, pp. 117-137.
- LAMEYRE J. (1958) - La partie nord du massif des Grandes Rousses. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 34, pp. 83-152.
- LAMEYRE J. et ROQUES M. (1964) - La muscovitisation des granites de la Pierre-qui-Vire (Yonne, Nièvre) et d'Echassières (Allier). C. R. Acad. Sci. , Fr. , 258, groupe 9, pp. 6479-6482.
- LAPPARENT J. de (1909) - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. , 32, pp. 174-304.
- LAPPARENT J. de (1941) - Logique des minéraux du granite. La Rev. Sci. , Fr. , pp. 285-292.
- LATOUCHE L. (1969) - Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le bassin de Graissessac et dans la partie nord-est de la zone axiale de la Montagne Noire (Hérault). C. R. Somm. Soc. géol. Fr. , pp. 94-95.
- LA ROCHE H. de (1962-1963) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sci. de la Terre , Fr. , 9, pp. 293-337.
- LA ROCHE H. de (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geol. Rdsch. , Dtsch. , 55, pp. 274-301.
- LA ROCHE H. de (1966) - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. C. R. Acad. Sci. , Fr. , 262, série D, pp. 1665-1668.
- LA ROCHE H. de (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C. R. Acad. Sci. , Fr. , 267, série D, pp. 39-42.
- LA ROCHE H. de (1971) - Métamorphisme et migrations de matière. I. Approche structurale. II. Le rôle des fluides. C.R.P.G. , première partie d'un cours sur la géochimie du métamorphisme, 34 p. ronéo.
- LA ROCHE H. de et ELLER J.P. von (1969) - Caractères et tendances géochimiques des bandes granodioritiques et granitiques formant le massif du Champ-du-feu (Vosges cristallines du Nord). Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, 22, pp. 199-233.
- LA ROCHE H. de, ISNARD P. et GRANDCLAUDE P. (1969) - Domaines et tendances ignées communes dans les diagrammes Q-Ab-Or, An-Ab-Or et Q-AbAn-Or. Sci. de la Terre , Fr. , 14, pp. 371-382.
- LAUBARD J. M. (1953) - Principaux types de structure des schistes cristallins. Rev. Sci. nat. Auvergne , 19.
- LAURENT R. (1968) - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie, France). Arch. Sci. , Suisse, 20, pp. 223-353.
- LAURENT R. et CHESSEX R. (1968) - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. , 61, pp. 1-18.

- LAURENT R., CHESSEX R. et DELALOYE M. (1967) - La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (Alpes franco-suissees). In : Radioactive dating methods Low-Level Counting. Proc. Symp. Monaco, 1967, Internation. Atomic Energy Agency, Vienne, pp. 371-384.
- LE FORT P. (1964) - Sur l'existence d'un important conglomérat métamorphique dans le massif cristallin du Chaillol (Hautes-Alpes). C. R. Acad. Sci., Fr., 258, groupe 9, pp. 4097-4099.
- LE FORT P. (1970 a) - A propos de la découverte d'un massif de granite au Bourg-en-Valgaudemar. Remarques sur trois expressions du granite du Pelvoux (Alpes françaises). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 46, pp. 117-125.
- LE FORT P. (1970 b) - Les cipolins roses du Valgaudemar-Champsaur (massif du Pelvoux). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 46, pp. 111-116.
- LE FORT P., BARBIERI A., GILLOT C., LACOMBE J. C., PÊCHER A. et VIALON P. (1969) - De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C. R. Acad. Sci., Fr., 268, série D, pp. 2392-2395.
- LE FORT P. et EHRSTRÖM C. E. (1969) - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. Sci. de la Terre, Fr., 14, pp. 215-238.
- LE FORT P. et PÊCHER A. (1971 a) - Géologie des terrains cristallins de La Meije (Alpes du Haut-Dauphiné, France). Note préliminaire. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 47, pp. 69-78.
- LE FORT P. et PÊCHER A. (1971 b) - Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. C. R. Acad. Sci., Fr., 273, série D, pp. 3-5.
- LE FORT P. et VERNET J. (1968) - Sur une nouvelle structure synclinale du massif du Pelvoux, le synclinal du col de Colombes. Géol. alp., Grenoble, 44, pp. 153-155.
- LETERRIER J. (1969) - Caractères géochimiques majeurs des formations grenues du massif de Quérigut (Ariège). C. R. 94° Congr. nation. Soc. Sav. Pau, Sciences, 2, pp. 177-187.
- LETERRIER J. (1970) - Caractéristiques générales des phénomènes de différenciation dans les roches volcaniques basiques. Exposé C.R.P.G., 26 février 1970.
- LEUTWEIN F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricaïn. Sci. de la Terre, Mém., Fr., n° 11, 83 p.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONET J. et ZIMMERMANN J. L. (1970) - Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc. C. R. Acad. Sci., Fr., série D, pp. 156-158.
- LIU J. G. (1970) - Synthesis and stability relations of Wairakite $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12} \cdot 2 \text{H}_2 \text{O}$. Contrib. Mineral. Petrol., 27, pp. 259-282.
- LIU J. G. (1971) - Stilbite-laumontite equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol., 31, pp. 171-177.
- LORY C. R. (1860-1864) - Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes-Alpes). Grenoble et Paris, 748 p.
- MACAUDIERE J. et TOURET J. (1969) - La fibrolitisation tectonique : un mécanisme possible de formation des gneiss nodulaires du Bamble (Norvège méridionale). Sci. de la Terre, Fr., 14, pp. 199-214.
- MALARODA R. (1966) - Mylonites et paléomylonites dans le Massif de l'Argentera (Alpes Maritimes). Atti Acad. nazion. Lincei, R. C. Cl. Sci. fis. mat. nat., Ital., 41, série 8, pp. 155-162.
- MALARODA R. (1968) - Atlante delle facies petrografiche del Massiccio Cristallino dell'Argentera. Mem. Soc. geol. ital., 7, pp. 29-36.
- MARTINI J. (1968) - Etude pétrographique des grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, pp. 539-654.

- MARTINI J. et VUAGNAT M. (1965) - Présence du faciès à zéolites dans la formation des "grès" de Taveyanne (Alpes franco-suisse). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 45, pp. 281-293.
- MARTINI J. et VUAGNAT M. (1967) - Considération sur le volcanisme post-ophiolitique dans les Alpes occidentales. *Geol. Rdsch., Dtsch.*, 57, pp. 264-276.
- MEHNERT K. R. (1962) - Zur systematik der Migmatite. *Krystalinikum*, Tchécosl., 1, pp. 95-110.
- MEHNERT K. R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier publishing company, Amsterdam, 393 p.
- MEHNERT K. R. (1969) - Petrology of the Precambrian basement complex. In : The earth's crust and upper mantle, Pembroke J. Hart editor, Amer. Geophys. Union, Washington, Geophysical monograph n° 13, pp. 513-518.
- MEHNERT K. R., BUSCH W. (1966) - Formation de diorite par remobilisation. *Mineral. (Tschermaks) petrogr. Mitt.*, Österr., 11, pp. 246-265 (traduction B.R.G.M. n° 5098).
- MEYER C., HEMLEY J. J. (1967) - Wall rock alteration. In : Geochemistry of hydrothermal ore deposits, edited by H. L. Barnes, Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, pp. 166-235.
- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sci. de la Terre, Fr.*, 1, n° 3-4, 287 p.
- MICHEL R. et VERNET J. (1956) - Les trois formations calcaires du Pelvoux. *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble*, 33, pp. 59-74.
- MICHEL R. et BERTHET P. (1958) - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 246, pp. 1888-1890.
- MICHEL R. et VEROLLET G. (1962) - Sur la présence des roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor de la Matheysine (Isère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 321.
- MICHEL R. et BUFFIERE J. M. (1963 a) - Sur la nature et l'origine de la syénite du Lauvitel (massif du Rochail, secteur nord-ouest du Pelvoux, Isère). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 256, groupe 9, pp. 225-227.
- MICHEL R. et BUFFIERE J. M. (1963 b) - Caractères pétrographiques et pétrochimiques du granite du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 256, groupe 9, pp. 1812-1814.
- MICHEL R. et LONCHAMPT D. (1963) - Le gisement volcanique permien du Guil (Hautes-Alpes). *C.R. 88e Congr. nation. Soc. Sav. Clermont-Ferrand, Sciences*, 2, pp. 131-141.
- MISRA R. S. and SHARMA R. P. (1966) - Albite rims in granitic rocks of the Devi Dhura area, district Almora, U. P. *Geol. Soc. India Bull.*, 3, pp. 51-53.
- MYASHIRO A. (1953) - Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. cosmochim. Acta*, 4, pp. 179-208.
- MOINE B. et LA ROCHE H. de (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 267, série D, pp. 2084-2087.
- ORVILLE P. M. (1962) - Alkali-metasomatism and feldspars. *Norsk Geol. T.*, 42, pp. 283-316.
- ORVILLE P. M. (1963) - Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. J. Sci.*, 261, pp. 201-237.
- ÖZCAK R. (1965) - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse Doct. 3ème cycle, Spéc. Géol. appl., Grenoble, 58 p. ronéo.
- PARIS A. et VIALON P. (1968) - Une solution possible au problème des plis transversaux à la direction de la chaîne alpine franco-italienne : les plis coniques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 267, série D, pp. 2061-2064.

- PÊCHER A. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3e cycle, Grenoble, 122 p.
- PÊCHER A. (1971) - Données nouvelles sur les granites paléozoïques du massif des Ecrins-Pelvoux, Alpes du Haut-Dauphiné, France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 47, pp. 91-102.
- PÊCHER A. et VIALON P. (1970) - Présence de gneiss du "faciès granulite" dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 270, série D, pp. 666-668.
- PELLET J. (1965) - La faille de Villefort, portion cévenole d'une "dislocation Régordane". *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 260, groupe 9, pp. 3724-3727.
- PERRIAUX J. et USELLE J. P. (1968) - Quelques données sur la sédimentologie des Grès du Champsaur (Hautes-Alpes). *Géol. alp.*, Grenoble, 44, pp. 329-332.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1939) - Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5e série, pétrogr., pp. 1-170.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1955) - Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées. *Sci. de la Terre, Fr.*, n° spécial, Coll. Internation. Petrogr., pp. 105-118.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1959) - Remarques sur les déterminations d'âge des minéraux et des roches à l'aide de minéraux radiogéniques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 248, pp. 881-883.
- PETERLONGO J. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 4.
- PHINNEY W. C. (1963) - Phase equilibria in the metamorphic rocks of St-Paul Island and Cape North, Nova Scotia. *J. Petrol.*, G.B., 4, pp. 90-130.
- PIZIGO M. (1965) - Les principales textures des roches. *B.R.G.M.*, Action concertée "Mécanique des roches", n° M 1708, 40 p. ronéo.
- PLATEN H. von (1965) - Experimentelle Untersuchung der Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, Dtsch., 11, pp. 334-381.
- POLDERVAART A. (1956) - Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 254, pp. 521-554.
- PORTHAULT B. (1966) - Nouvelles observations stratigraphiques sur le crétacé supérieur du Synclinal de Glandage-Creyers (Drôme). *Répercussions paléogéographiques. Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, 8, pp. 440-447.
- POTY B. (1966) - Inclusions solides et "fil à plomb minéralogique" : l'âge du filon de La Gardette (Isère). *Sci. de la Terre, Fr.*, 11, pp. 41-53.
- POTY B. (1967) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont Blanc. Thèse, Nancy. *Sci. de la Terre, Mém.*, Fr., 1969, n° 17, 161 p.
- POTY B. und STALDER H. A. (1970) - Kryometrische Bestimmungen der Salz- und Quarz-kristallen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 50, pp. 141-154.
- PRUVOST P. (1960-1963) Les jeux propres du socle révélés par l'histoire de certains bassins houillers à la périphérie du domaine alpin. Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, *Mém. hors-série Soc. géol. Fr.*, 2, pp. 11-18.
- RAGUIN E. (1966) - Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 262, série D, pp. 333-336.
- RAGUIN E. (1970) - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson, Paris, 236 p.
- RAUMER J. F. von (1969) - Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21, pp. 257-271.

- REBOUL J. (1960) - Sur la présence du jurassique supérieur dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes dauphinois (synclinal de Bourg d'Oisans, Isère). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 251, pp. 2216.
- REY R. (1968) - La formation de Châteauredon (Basses-Alpes) appartient tout entière à l'Helvétien inférieur et démontre l'existence d'une tectonique tangentielle de même âge. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 266, série D, pp. 1931-1933.
- RICHARDSON S. W. (1968) - Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, G.B., 9, pp. 467-488.
- ROCCI G. (1960) - Le massif du Tarraouadji (République du Niger). Etude géologique et pétrographique. Notes du B.R.G.M., Dakar, 39 p.
- ROCCI G. (1969) - Rôle des granites dans les édifices ayant subi un rajeunissement radiométrique. *Geol. Ass. Canada, Special paper n° 5*, pp. 33-45.
- ROCCI G. et JUTEAU T. (1968) - Spilite-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. *Geol. en Mijnbouw, Nederl.*, 47, pp. 330-339.
- ROTHÉ E. et ROTHÉ J. P. (1942) - Sur les récents séismes des Alpes françaises. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 114, pp. 98-100.
- ROUBAULT M. (1962) - Sur les porphyroblastes des feldspaths. Quelques remarques sur leur signification pétro-génétique. *Norsk Geol. T.*, 42, pp. 514-532.
- ROUBAULT M. (1965) - Les théories chimiques de l'orogénèse. Conf. Inst. Phys. Globe Fac. Sci. Paris, séminaire 1964-1965 sur les théories orogéniques, 15 p.
- ROUBAULT M., FABRIES J., TOURET J. et WEISBROD A. (1963) - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat, Paris, 365 p.
- ROUBAULT M., LA ROCHE H. de et GOVINDARAJU K. (1964) - L'analyse des roches silicatées par spectrométrie photo-électrique au quantomètre A. R. L. et son contrôle par des roches étalons. *Sci. de la Terre, Fr.*, 9, pp. 339-371.
- ROUSSET P. (1970) - Pour le parc national du Haut-Dauphiné. Plaidoyer en faveur d'un nom. *La Meije*, n° 190, pp. 14-15.
- SARROT-REYNAULD J. (1958) - Le socle cristallophyllien du Dôme de La Mure. Age et caractères du métamorphisme. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 246, pp. 2008-2011.
- SARROT-REYNAULD J. (1963) - Trias du Dôme de La Mure et des régions annexes. In : Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, 1961. *Mém. Bur. Rech. géol. minières*, n° 15, pp. 249-257.
- SARROT-REYNAULD J. (1966) - Structure de la chaîne de Belledonne entre le lac Crozet et la vallée de La Romanche. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 42, pp. 269-274.
- SAXENA S. K. (1969) - Silicate solid solutions and Geothermometry. 3. Distribution of Fe and Mg between co-existing garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, pp. 259-267.
- SEIFERT F. (1966) - Une méthode de détermination des formules structurales des micas à partir des résultats d'analyses. *Contrib. Mineral. Petrogr.*, 13, pp. 83-88.
- SEKI Y., OKI Y., MASUDA T., MIKAMI K. and OKUMURA K. (1969) - Metamorphism in the Tanzawa Mountains, Central Japan. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petr. Econ. Geol.*, 61, pp. 1-75.
- SPRY A. (1963) - The origin and significance of Snowball Structure in garnet. *J. Petrol.*, G.B., 4, pp. 211-222.
- STALDER H. A. (1964) - Petrographische und mineralogische untersuchungen im Grimsel gebiet (Mittleres Aar-massiv). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 44, pp. 187-398.

- STECK A. (1968) - Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.*, 61, pp. 19-48.
- STORET J. B. (1968) - Géochronologie par la méthode au plomb total sur zircons. Mise en oeuvre par fluorescence X. Thèse, Grenoble.
- STRECKEISEN A. L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry). *Neues Jb. Mineral., Abh.*, Dtsch, 107, pp. 144-214.
- STURT B. A. (1962) - The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *J. Petrol.*, G.B., 3, pp. 181-191.
- STUSSI J. M. (1967) - Eléments nouveaux sur le volcanisme du Culm des Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 264, série D, pp. 2978-2981.
- STUSSI J. M. (1970) - Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales : tendances évolutives générales et géochimie de l'uranium et du thorium. Thèse, Nancy, tome 1, 160 p.
- TANE J. L. (1963) - Sur la genèse des laves spilitiques du Massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné) *C.R. 88e Congr. nation. Soc. Sav. Clermont-Ferrand, Sciences*, 2, pp. 191-199.
- TANE J. L. (1967) - Contribution à l'étude du phénomène de spilitisation. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 43, pp. 187-192.
- TERMIER P. (1896) - Sur la tectonique du Massif du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 3, 24, pp. 734-758.
- TERMIER P. (1897) - Sur le granite du Pelvoux. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 124, pp. 317-320.
- TERMIER P. (1901) - Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 133, p. 964.
- TERMIER P. (1907) - Sur la nécessité d'une interprétation nouvelle de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 4, 7, pp. 174-189.
- TERMIER P. (1910) - Sur la genèse des terrains cristallophylliens. *Congr. géol. internation., Stockholm*, pp. 587-595.
- TERMIER P. (1911) - Sur l'ancienneté des roches vertes dans la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 152, pp. 665-667.
- TERMIER P. (1925) - La joie de connaître. Souvenirs d'un géologue. Desclée de Brouwer et Cie éditeurs, Paris, 333 p.
- TERMIER P. et KILLIAN M. (1900) - Notice explicative de la feuille de Briançon, de la carte géologique détaillée au 80 000° de la France.
- TERMIER P. et LORY P. (1895) - Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 75-78.
- TEX E. Den (1949) - Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (massif de Belledonne). Thèse, Leiden.
- TOBI A. C. (1959) - Petrographical and geological investigation in the Merdaret-Lac Crop Region (Belledonne massif, France). Thèse Leiden. *Leidse geol. Meded.*, 24, pp. 181-281.
- TOURET J. (1963) - Sur la coexistence de microcline et d'orthose dans certains gneiss ocellés de la région de Vegårshei (Norvège méridionale). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 256, groupe 9, pp. 2885-2887.
- TOURET J. (1969) - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. I. II. III. Thèse Doct. Sci. nat. Nancy. *Arch. orig. Centre Document. C.N.R.S. n° 2902*, 3 vol., 600 p.
- TOURET J. (1970) - Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 271, série D, pp. 2228-2231.

- TRÖGER W. E. (1959) - Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 147 p.
- TURNER F. J. and VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill, New York, 2e ed., 294 p.
- TUTTLE O. F. and BOWEN N. L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Amer., Mem., n° 74, 153 p.
- VATHAIRE J. C. (1961) - Observation de quelques phénomènes de recristallisation dans le massif cristallin externe de l'Oisans. Trav. Lab. Fac. Sci. Grenoble, 37, pp. 129-131.
- VELDE B. (1970) - Essai d'analyse pétrologique des séries cristallophylliennes anciennes de France : mise en évidence de deux épisodes métamorphiques antéhercyniens. C. R. Acad. Sci., Fr., 271, série D, pp. 2247-2250.
- VERNET J. (1964) - La zone "Pelvoux-Argentera". Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 275, 60, 294 p.
- VERNET J. (1965) - Les écaillés du socle à la bordure extrême nord du massif du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 41, pp. 247-251.
- VERNET J. (1970) - Une hypothèse sur l'origine de la courbure des Alpes occidentales. Géol. alp., Grenoble, 46, pp. 201-204.
- VEYRET P. et VEYRET G. (1967) - Au coeur de l'Europe, les Alpes. Flammarion, Paris, 546 p.
- VIALON P. (1968) - Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-oisans (Alpes du Dauphiné). Géol. alp., Grenoble, 44, pp. 353-366.
- VUAGNAT M. (1964) - A propos de la série cristallophyllienne du Vieux-Chaillol (Hautes-Alpes). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 44, pp. 10-12.
- WATZNAUER A. (1969) - The granulitgebirge in Saxony. Locust Typicus of granulitic rocks. Geol. Assoc. Canada, Special paper n° 5, pp. 67-72.
- WEGMANN C. E. (1959) - La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides Scandinaves. Norsk Geol. T., 39, pp. 25-74.
- WEISBROD A. (1962) - Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay (Massif Central français). C. R. Acad. Sci., Fr., 255, pp. 3004-3006.
- WEISBROD A. (1965) - Sur la structure de la Cordillère de l'Europe moyenne dans le Massif Central français. C. R. Acad. Sci., Fr., 261, groupe 9, pp. 4457-4460.
- WEISBROD A. (1967) - Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif Central français). Sci. de la Terre, Fr., 12, pp. 301-344.
- WEISBROD A. (1968 a) - Etude structurale des Cévennes médianes (Massif Central français). I. Formations catazonales du bassin de l'Ardèche. Sci. de la Terre, Fr., 13, pp. 257-305.
- WEISBROD A. (1968 b) - Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes (Massif Central, France). C. R. Acad. Sci., Fr., 266, série D, pp. 755-757.
- WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse Nancy, 4 vol. ronéo.
- WENK E., SCHWANDER H., HUNZIKER J. et STERN W. (1963) - Sur la chimie minérale de la biotite dans les Alpes du Tessin. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 43, pp. 435-463.
- WINKLER H. G. F. (1966 a) - La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys, Gap, 188 p.

- WINKLER H. G. F. (1966 b) - Der Prozess der Anatexis : Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. Mineral. (Tschermaks) petrogr. Mitt., Österr., 11, pp. 266-287.
- WINKLER H. G. F. (1967) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 2^e édition, 237 p.
- WONES D. R. and EUGSTER H. P. (1965) - Stability of biotite : experiment, theory and application. Amer. Mineralogist, 50, pp. 1228-1272.
- ZEN E.-An (1969) - The stability relations of the polymorphs of aluminium silicate : a survey and some comments. Amer. J. Sci., 267, pp. 297-309.
- ZIMMERMANN J. L. et POTY B. (1970) - Etude par spectrométrie de masse de la composition des fluides dans les cavités alpines du massif du Mont Blanc. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 50, pp. 99-109.
- ZWART H. J. (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost, Area (Central Pyrénées). Geol. Rdsch., Dtsch., 52, pp. 38-65.
- ZWART H. J. (1967 a) - The duality of orogenic belts. Geol. en Mijnbouw, Nederl. 46, pp. 283-309.
- ZWART H. J. (1967 b) - Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. Medd. dansk geol. Foren., 17, pp. 504-516.
- ZWART H. J. (1969) - Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. Geol. Assoc. Canada, Special paper n° 5, pp. 7-16.
- Anonyme (1966) - Tableau comparatif des échelles géochronologiques récemment publiées pour les temps phanérozoïques. Sci. de la Terre, Fr., 11, pp. 367-373.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

	Pages
Figure 1 - Schéma structural des Alpes franco-italiennes	18
2 - Voies d'accès et moyens de séjour en Haut-Dauphiné	20
3 - Topographie du Haut-Dauphiné	22
4 - Les glaciers actuels du Haut-Dauphiné	23
5 - Profil en long des principaux cours d'eau et de leurs affluents	30
6 - Profil en long des principaux cours d'eau et de leurs affluents	31
7 - Le massif du Chaillol (zone corticale)	42
8 - Coupe schématique montrant la bordure nord orientale de la zone corticale, l'insertion du granite de Colle-Blanche et le passage aux gneiss du noyau	43
9 - Coupe schématique des amphibolites de la RN 85a, sous Moussuq, avec localisation des prélèvements	44
10 - O.G23, micaschiste à disthène - staurotide et grenat	53
11 - O.G216', micaschiste à grenat et staurotide	53
12 - Coupe de la mine des Hautes-Combes	54
13 - Carte d'affleurement des cipolins de la zone corticale	56
14 - Coupe schématique d'un affleurement de cipolins	57
15 - Arête nord-ouest du Pic de La Saume	58
16 - Coupe schématique de la rive droite de Peyron-Roux illustrant le passage progressif des horizons conglomératiques aux gneiss à deux micas qui font l'enveloppe du granite à amphibole de Colle-Blanche	63
17 - Triangle $Mg^{2+} - R^{3+} - Fe^{2+} + Mn^{2+}$ pour les biotites corticales	66
18 - Diagramme $Al^{3+} - Ti^{4+}$ de Guitard	67
19 - Géothermomètre des couples biotite-grenat	68
20 - Diagramme de Boyd pour les amphiboles corticales	72
21 - Diagramme de Fabriès pour les amphiboles corticales	74

	Pages
Figure 22 - Proportions relatives des principales substitutions isomorphiques des amphiboles calciques .	74
23 - Représentation dans l'espace d'une amphibole calcique ou sodique	75
24 - Staurotide dans un micaschiste à grenat	82
25 - Pôles des plans de clivage (001) des biotites d'une dalle-noire à microplissement faible ..	85
26 - Coupe dans le noyau du Haut-Dauphiné montrant la disposition de quelques unités principales et de quelques granites	92
27 - Les massifs de gneiss oeilés de Crupillouse	94
28 - Carte géologique schématique du massif méridional des gneiss oeilés de Crupillouse	95
29 - Granitisation des extrémités de deux yeux feldspathiques et passage à des gneiss amygdalaires	96
30 - Aspect d'un gneiss oeilé à forts joints micacés (gneiss oeilé à cupules)	97
31 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) d'un feldspath potassique de gneiss oeilé (P. R6A*)	97
32 - Gneiss amygdalaire leucocrate	99
33 - Exemple de granitisation d'un oeil de feldspath potassique, par étirement, fracturation et écrasement	99
34 - Contact faillé F entre des gneiss oeilés francs et des gneiss amygdalaires granitisés	101
35 - Affleurement de micaschistes plissotés, en contact avec des gneiss oeilés par l'intermédiaire d'un lit de granite migmatitique et recoupés par un filon de granite aplitique dont les limites avec le granite migmatitique sont parfois difficiles à distinguer	102
36 - Schéma d'un affleurement des micaschistes de Champoléon, subsistant sous forme d'enclaves emballées dans un granite migmatitique à schlierens micacés	102
37 - Affleurement de micaschistes plissés et envahis par un matériel pegmatitique	103
38 - Dimensions de la maille des tourmalines	106
39 - Stéréogramme des directions et pendages de filons de tourmalinite du massif méridional de Crupillouse	108
40 - SSW Lacs de Crupillouse, promontoire 2691 dans gneiss nébulitiques	109
41 - Apparition d'une schistosité de crénulation S_2 dans les gneiss amygdalaires de Crupillouse.	110
42 - Aspect des gneiss de Crupillouse en rive gauche du val Estrèche	110
43 - Allure de quelques plis et plissements des gneiss de Crupillouse	111
44 - Foliation des gneiss oeilés du massif septentrional de Crupillouse	112
45 - Stéréogramme des schistosités des micaschistes de Champoléon	112
46 - Stéréogramme des foliations des gneiss oeilés de Crupillouse	112
47 - Diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche pour l'ensemble de Crupillouse ..	113
48 - Diagramme Al Na K de H. de La Roche pour l'ensemble de Crupillouse	114
49 - Les gneiss granitoïdes du Pigeonnier	118
50 - Les gneiss granitoides du Pigeonnier	119

Figure 51 - Double migmatisation des gneiss du Pigeonnier	120
52 - Stéréogramme des foliations et schistosités "tardives" des gneiss granitoïdes du Pigeonnier	122
53 - Linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet	125
54 - Coupe schématique relevée depuis le refuge de La Pilatte	126
55 - Croquis d'un affleurement montrant l'état avancé de la granitisation dans certains niveaux de gneiss laminaires	127
56 - Croquis d'un affleurement de leptynite à filonnet de quartz interfolié, découpé et tordu par un système de fracture à 110°	127
57 - Croquis d'un pli métrique à coeur de gneiss oeillé	128
58 - Stéréogramme des foliations et plis du linéament de La Pilatte	129
59 - Carte schématique de l'extension des formations amphiboliques de La Lavey	132
60 - Arête sud de la Cime du Vallon	133
61 - Représentation d'un lit aplitique boudiné interfolié dans des gneiss faiblement amphiboliques	139
62 - Poisson amphibolique ayant conservé sa structure litée	142
63 - Exemple d'occurrence de différents termes amphiboliques	145
64 - Enclave elliptique à structure concentrique de La Lavey	151
65 - Lit biotitique dans un gneiss migmatitique	153
66 - Stéréogramme des foliations au pilier Rebuffat	154
67 - Stéréogramme des formations de La Lavey selon deux coupes parallèles	155
68 - Stéréogramme des formations de La Lavey dans le Valgaudemar	156
69 - Diagramme Al, Na, K de H. de La Roche pour les formations amphiboliques de La Lavey	157
70 - Diagramme Al Fe Ti, Na, K pour les formations amphiboliques de La Lavey	158
71 - Diagramme chimico-minéralogique pour les formations amphiboliques de La Lavey	160
72 - Diagramme chimico-minéralogique pour les roches non amphiboliques du noyau	161
73 - Diagramme Al, Na, K pour les roches non amphiboliques du noyau	162
74 - Diagramme Al Fe Ti, Na, K pour les roches non amphiboliques du noyau	162
75 - Deux sections d'un échantillon de gneiss oeillé amphibolique	165
76 - Foliation des gneiss oeillés amphiboliques	166
77 - Diagramme de l'aluminium dans les biotites en fonction de la paragenèse observée dans les roches ignées	168
78 - Diagramme de Guitard pour la biotite NG8A*	168
79 - Diagramme de rayons X sur les plans (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) d'un feldspath potassique du gneiss oeillé amphibolique NG8A*	170
80 - Paramètres de Niggli pour quatre échantillons de gneiss oeillé amphibolique	170
81 - Triangle des "roches totales" pour les gneiss oeillés amphiboliques de l'Olan	170

	Pages
Figure 82 - Triangle $\text{MgO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ pour les gneiss oeilés amphiboliques de l'Olan	170
83 - Paramètres de Niggli pour les porphyroïdes et gneiss encaissants	175
84 - Diagramme de Jung pour les porphyroïdes et leurs gneiss encaissants	176
85 - Triangle An-Ab-Or pour les feldspaths potassiques du noyau	178
86 - Triangle R^{3+} , Fe^{2+} + Mn^{2+} , Mg^{2+} pour les biotites du noyau	180
87 - Diagramme triangulaire de composition des grenats	181
88 - Diagramme m/a de Fabriès pour les amphiboles du noyau	182
89 - Proportion des principales substitutions isomorphiques des amphiboles calciques du noyau ..	182
90 - Diagramme de Boyd pour les hornblendes calciques du noyau	184
91 - Granites du Haut-Dauphiné	196
92 - Le granite de Colle-Blanche	198
93 - Le granite de Moutières	199
94 - L'encaissant du granite de Colle-Blanche	202
95 - Coupe schématique d'un septum décimétrique quartzitique et gneissique dans le granite de Colle-Blanche	203
96 - Exemple des relations entre granite gris et granite à amphibole de Colle-Blanche avec un filon aplitique sécant	204
97 - Courbe de zonage d'un plagioclase de granite à amphibole	205
98 - Plagioclase-biotite (micrographie)	206
99 - Hornblende verte-chlorite-feldspath potassique (micrographie)	206
100 - Myrmékite (micrographie)	207
101 - Carte géologique du granite du Bourg	208
102 - Carte géologique détaillée de la région du refuge d'Olan	209
103 - Coupe géologique montrant l'emplacement du granite du Bourg	210
104 - Granite d'Orgières (extrémité sud)	211
105 - Diagramme de rayons X de deux orthoclases (Bourg-Orgières)	213
106 - Carte géologique du granite de Pétarel	215
107 - Contact du granite de Pétarel au sud-est de l'Aiguille du Midi-des-Andrieux ..	216
108 - Porphyroblaste dans une enclave de cipolin à feldspath potassique du granite de Pétarel ...	219
109 - Diagrammes de rayons X de deux feldspaths potassiques (enclave de cipolin et granite de Pétarel)	219
110 - Carte de la terminaison méridionale du granite de Turbat	221
111 - Carte du granite de Turbat-Lauranoure dans la région des Têtes de Luranoure	223
112 - Carte du granite de Turbat-Lauranoure dans la région des Arias	224
113 - Bordure du granite de Luranoure à l'Est du Pierroux	226

	Pages
Figure 114 - Feldspath potassique de l'encaissant du granite de Turbat	227
115 - Plagioclases zonés du granite de Turbat	228
116 - Diagramme de rayons X d'un microcline du granite de Turbat	229
117 - Carte du granite du Gioberney	231
118 - Contact du granite du Gioberney sur l'arête nord-est	232
119 - Microcline perthitique tordu, cassé et cimenté par des filonnets de quartz-chlorite	233
120 - Carte géologique du granite dans la région du col de Clot-Châtel	237
121 - Contact du granite en rive gauche du versant sud du col de Clot-Châtel	238
122 - Carte géologique de La Meije	240
123 - Le contact du granite du Promontoire dans la face sud de La Meije	241
124 - Vue aérienne du Vallon des Etançons	242
125 - Diagramme de rayons X d'un feldspath potassique du granite de La Bérarde.....	244
126 - Carte du granite du Grun	245
127 - Diagramme de rayons X d'un feldspath potassique du granite du Grun	247
128 - Triangle An-Ab-Or des feldspaths potassiques des granites	250
129 - Diagramme de Nockolds pour les biotites des granites	253
130 - Diagramme FeO, Fe ₂ O ₃ , MgO pour les biotites	253
131 - Triangle de Forster et Wenk pour les biotites	254
132 - Diagramme d'équilibre albite-orthose-muscovite à 600°C	260
133 - Evolution à température décroissante	260
134 - Diagramme Q-A-P de Streckeisen pour les granites du Haut-Dauphiné	262
135 - Diagramme Ab-Fk-Pl de H. de La Roche pour les granites du Haut-Dauphiné	264
136 - Granite de Turbat-Lauranoure. Diagramme de Niggli	265
137 - Granites du Haut-Dauphiné. Diagramme de Niggli	265
138 - Présentation chimico-minéralogique de l'association granitique du Haut-Dauphiné	267
139 - Diagramme Al Fe Ti, Na, K pour les granites du Haut-Dauphiné	268
140 - Essai d'interprétation et de classification des granites du Haut-Dauphiné	270
141 - Distribution supposée des températures dans la croûte terrestre et le manteau supérieur ..	271
142 - Triangle Q-Ab-Or pour les granites du Haut-Dauphiné	277
143 - Diagramme chimico-minéralogique pour les aplites du Haut-Dauphiné	283
144 - Diagramme Al, Na, K pour quelques aplites	284
145 - L'écaillage intracristallin de Colle-Blanche sur le versant oriental du col de Fontfroide ..	294
146 - Schéma du versant Est de la crête de l'Arche	295
147 - Diagramme pression-température pour les réactions critiques du faciès zéolitique	299

	Pages
Figure 148 - Isochore déduite de l'étude des inclusions fluides des cristaux de quartz de La Gardette ...	300
149 - Axes granitiques du Haut-Dauphiné	304
150 - Détermination d'âges sur les granites du Haut-Dauphiné	306
151 - Principales lignées volcaniques et ignées du Haut-Dauphiné	310
152 - Agencement des coupures IGN au 20.000e et numérotation des échantillons	316
153 - Coupe stratigraphique relevée en 1966 par O. de Charpal sur le flanc Est de la crête de l'Arche	338
 Tableau 1 - Caractères climatiques comparés des zones sud et nord du Haut-Dauphiné	 32
2 - Pourcentages en termes extrêmes des grenats de la zone corticale	67
3 - Formules structurales des amphiboles corticales	71
4 - Remplacements isomorphiques des hornblendes	72
5 - Composition molaire des amphiboles corticales	73
6 - Récapitulation des paragenèses de la zone corticale	76
7 - Comparaison du chimisme de deux micaschistes de la Beaume	78
8 - Croissance des minéraux et déformations	86
9 - Comparaison du chimisme des gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan	171
10 - Résultats de l'étude aux rayons X de dix feldspaths potassiques du noyau	179
11 - Composition normative de quelques feldspaths alcalins des gneiss du noyau	179
12 - Formule structurale de la muscovite P.Q61*	180
13 - Pourcentages en termes extrêmes des grenats du noyau	181
14 - Formule structurale de cinq amphiboles calciques du noyau	183
15 - Composition molaire de cinq amphiboles calciques du noyau	184
16 - Indice de triclinicité (Δ) des orthoclases de granite mesurés sur la raie 131 de l'orthose et son dédoublement 131, 131, pour le microcline	249
17 - Compositions normatives de quelques feldspaths alcalins des granites du Haut-Dauphiné ..	249
18 - Composition chimique d'une roche sialique dont le mélange à proportions égales avec (1) une tholéite ou (2) un basalte alcalin à olivine, formerait une roche de composition chimique voisine de celle des enclaves de Colle-Blanche	274
19 - Analyses chimiques moyennes comparées des "leucogranites" de La Bérarde-Promontoire, du Massif Central français et de Bretagne méridionale	278
20 - Composition molaire théorique de deux biotites chloritisées de filons d'aprites, calculée sur la base de 22 O	282
21 - Ages Rb/Sr et K/Ar déterminés sur quelques minéraux et roches du Haut-Dauphiné	307
22 - Ages "plomb total" déterminés sur les zircons des granites du Haut-Dauphiné	308
23 - Ages "plomb total" déterminés sur quelques roches cristallophylliennes du Haut-Dauphiné	309

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	7
RÉSUMÉS	11
INTRODUCTION	17
 A - PRÉAMBULE	 17
B - CADRE GÉOGRAPHIQUE	19
I - DÉLIMITATION DU SUJET	19
II - "HAUT-DAUPHINÉ"	19
III - LE RELIEF ET L'ÉROSION	21
1 - Le relief glaciaire du Haut-Dauphiné	22
2 - L'érosion post-glaciaire	25
3 - Inadéquation du relief aux structures	26
1/ Inadéquation aux structures anciennes du cristallophyllien	26
2/ Relative indépendance du relief par rapport aux granites	26
3/ Ecaillages alpins invisibles	26
4/ Inadéquation du réseau hydrographique aux structures alpines récentes	27
a - Vallée de la Romanche (Combe de Malaval)	27
b - Vallée du Vénéon à hauteur de Saint-Christophe	27
c - Haut-Valgaudemar	27
IV - HYDROGRAPHIE : LES TORRENTS DU HAUT-DAUPHINÉ	28
V - LE CLIMAT ET LES HOMMES	29
C - HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES SUR LE HAUT-DAUPHINÉ	33
D - MODALITÉS DE CE TRAVAIL	35
E - LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DU HAUT-DAUPHINÉ	36

Première Partie - LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

Chapitre I

LA ZONE CORTICALE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DU PETIT ET DU VIEUX-CHAILLOL

A - PRÉSENTATION D'ENSEMBLE	41
I - "SÉRIE STRATIGRAPHIQUE"	41
II - COUPE TYPE	43
B - PÉTROGRAPHIE DES DIFFÉRENTS TERMES DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DE LA ZONE CORTICALE DU CHAILLOL	44
I - LES AMPHIBOLITES	44
1 - Les amphibolites à grain moyen	45
2 - Les amphibolites à structure orientée et grain fin	46
3 - Les filonnets sécants	46
II - LES LEPTYNITES	47
1 - Les leptynites à grain fin	47
2 - Les leptynites hétérogranulaires	48
III - LES MICASCHISTES ET LES "DALLES-NOIRES"	48
1 - Micaschistes clairs	49
2 - Micaschistes sombres	50
3 - "Dalles-noires" sensu stricto	51
4 - Micaschistes particuliers	52
1/ Micaschistes à grenat-staurotide	52
2/ Les talcschistes	54
a - Micaschistes grenatifères à talc	54
b - Actinotite à talc	55
c - Anciens minerais de talc	55
IV - LES CIPOLINS	55
V - L'ENSEMBLE CONGLOMÉRATIQUE	58
1 - Arénites	58
1/ Quartzite micacé	59
2/ Leptynite grenatifère	59
2 - Rudites : le conglomérat	59
1/ Description pétrographique des galets	60
a - "Le granite"	60
b - Leptynites albitiques	61
c - Porphyroïdes	61
2/ Description pétrographique du ciment	62
VI - LES GNEISS À DEUX MICAS	62
C - RAPPEL CHIMIQUE	64
D - ÉTUDE DU MÉTAMORPHISME	65
I - LES MINÉRAUX À COMPOSITION VARIABLE	65
1 - Plagioclases	65
2 - Micas noirs	66

3 - Grenats	67
1/ L'association grenat-biotite	67
2/ Discussion	69
a - Influence de la pression	69
b - Influence de la teneur en autres éléments et notamment en chaux	69
c - Influence de la rétro-morphose	70
3/ Conclusion	70
4 - Amphiboles	70
II - TABLEAU DES PARAGÈSES	76
III - TYPE ET DEGRÉ	76
1 - L'association (disthène) - staurotide-grenat	76
2 - Les indications des autres paragenèses	78
1/ Les minéraux absents	78
2/ Les minéraux présents	78
3 - Conclusion	79
IV - LE MÉTAMORPHISME DES RÉGIONS SEMBLABLES VOISINES (HAUT-DAUPHINÉ ET BELLEDONNE)	79
1 - Valbonnais - Taillefer	80
2 - L'Est du Haut-Dauphiné	80
3 - Belledonne	81
1/ Travaux de C. Bordet sur l'ensemble du massif	81
2/ Travaux de Tobl	81
3/ Travaux de Clavel	82
4/ Travaux d'autres auteurs	83
4 - Conclusions	83
E - ÉTUDE TECTONIQUE	84
I - STRUCTURES MÉSCOPHIQUES : LE STYLE TECTONIQUE	84
II - CRISTALLOBLASTÈSE ET DÉFORMATION	84
1 - Les micas	85
2 - Grenat - staurotide	86
3 - Amphiboles	86
4 - En résumé	86
III - MÉTAMORPHISME ET TECTONIQUE	87
1 - Existence de deux phases	87
2 - Un ou deux cycles orogéniques ?	87
3 - Age de ces phénomènes	88
IV - CONCLUSION	89
F - CONCLUSION	89

Chapitre II

LE NOYAU : ZONE INTÉRIEURE DE

CHAMPOLÉON - VALGAUDEMAR - HAUT-VENÉON ET HAUTE ROMANCHE

A - MISE EN ÉVIDENCE DES DIFFÉRENTES UNITÉS	91
B - ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DÉTAILLÉE	93

I - L'ENSEMBLE DES GNEISS OEILLÉS DE CRUPILLOUSE	93
1 - Introduction	93
1/ Extension	93
2/ Morphologie	94
3/ Lieux d'observation	94
2 - Description pétrographique	95
1/ Gneiss oeillés	96
a - A l'affleurement	96
b - Etude microscopique	96
2/ Gneiss leucocrates amygdalaires	98
3/ Gneiss nébulitiques	99
4/ Le petit granite gris : granite migmatitique	100
5/ Les aplopegmatites	100
3 - Formations particulières	101
1/ Les micaschistes du col de Champoléon	101
a - A l'affleurement	101
b - Au microscope	103
2/ Les filons à tourmaline	105
a - Nature de la tourmaline	106
b - Origine des filons à tourmaline	108
4 - Structures de l'ensemble des gneiss oeillés de Crupillouse	109
5 - Présentation chimique de l'ensemble de Crupillouse	113
6 - Origine des gneiss oeillés de Crupillouse	115
1/ Hypothèse métasomatique	115
2/ Hypothèse anatectique	115
3/ Hypothèse isochimique para	116
4/ Hypothèse isochimique ortho	116
5/ Conclusion	117
II - LES GNEISS GRANITOÏDES DU PIGEONNIER	117
1 - Introduction	117
1/ Extension	117
2/ Morphologie, lieux d'observation	118
2 - Description pétrographique	120
1/ Les enclaves micaschisteuses	121
2/ Les gneiss granitoïdes	121
3/ Les zones granitiques : le passage aux amphibolites des Roufes	122
4/ Le réseau aplopegmatitique	123
3 - Les effets de la tectonique alpine	123
4 - Conclusion	124
III - LE LINÉAMENT DE LA PILATTE	124
1 - Introduction	124
2 - Description pétrographique	125
1/ Leptynites	127
2/ Amphibolites	128
3/ Gneiss oeillés	128
4/ Gneiss laminaires	128
5/ Microscopiquement	129
3 - Conclusion	130

IV - LES FORMATIONS DE LA LAVEY	131
1 - Introduction	131
1/ Extension	131
2/ Morphologie	133
3/ Plan d'étude	134
2 - Formations amphiboliques	134
1/ Amphibolites massives ou compactes	134
a - Les amphibolites compactes à grain millimétrique	135
b - Les amphibolites compactes dioritiques	137
2/ Amphibolites rubanées ou litées	137
a - Sur l'échantillon P.A43	138
b - Nature variable du lit granitoïde	138
c - Petits plis des amphibolites litées	138
3/ Gneiss amphiboliques	139
a - Echantillon type P.G31a	139
b - Echantillon N.E81*	140
4/ Agmatites amphiboliques	141
a - Agmatites des Fétoules	141
b - Le problème du "déplacement des blocs"	143
c - Occurrences semblables déjà citées ou étudiées	143
d - Description microscopique	143
5/ Boules amphiboliques à structure concentrique	145
6/ Cipolins	148
a - Cipolins à pyroxène	149
b - Cipolin à amphibole	149
c - Cipolin à chlorite	149
3 - Formations non amphiboliques	149
1/ Micaschistes à grain fin	149
a - Micaschistes à biotite (et grenat)	150
b - Micaschistes à sillimanite et cordiérite	150
c - Enclaves de micaschiste à structure concentrique	151
2/ Les gneiss migmatitiques	151
4 - Structure des formations de La Lavey	154
5 - Etude chimique des formations amphiboliques de La Lavey	155
1/ Diagramme Al, Na, K de H. de La Roche	157
2/ Diagramme chimico-minéralogique	159
3/ Conclusion	159
6 - Etude chimique des formations non amphiboliques ; limites de celle de La Lavey ..	162
7 - Conclusion	163
V - LES GNEISS OEILLÉS AMPHIBOLIQUES DE L'OLAN	163
1 - Introduction	163
1/ Occurrences	163
2/ Situation	164
2 - Description	165
1/ A l'affleurement	165
a - Enclaves	166
b - Filons granitiques	166
2/ Au laboratoire	167
3 - Occurrences d'une roche semblable dans le massif de l'Argentera	168
4 - Etude chimique	169

1/ Homogénéité	169
2/ Caractères	169
5 - Conclusions génétiques	171
VI - LES PORPHYROÏDES DE L'ALPE-DU-PIN ET LES GNEISS OCELLAIRES DU PLAN-DU-LAC ...	173
1 - Introduction	173
2 - Description des porphyroïdes	173
1/ Contacts avec l'encaissant	174
2/ Les gneiss encaissants ; comparaison de leur chimisme à celui des orthophyres ...	174
3/ Comparaison avec le volcanisme houiller des Grandes-Rousses et celui du Combeynot.....	176
4/ Limites du groupe volcano-détritique de l'Alpe-du-Pin - Plan-du-Lac	176
5/ Les gneiss de Villar-Loubière	177
C - PRÉSENTATION DU MÉTAMORPHISME	178
I - MINÉRALOGIE SOMMAIRE DE QUELQUES MINÉRAUX À COMPOSITION VARIABLE DU NOYAU	178
1 - Feldspaths potassiques	179
2 - Biotites-chlorites	180
3 - Muscovite	180
4 - Grenats	181
5 - Amphiboles	181
II - MÉTAMORPHISME ET MIGMATISATION	185
1 - Un ou plusieurs métamorphismes ?	185
2 - Caractères de ces métamorphismes	186
1/ Linéament de La Pilatte - Peyre-Arguet	186
a - La fibrolitisation tectonique de Macaudière et Touret	186
b - La granulitisation de type Saxe	187
2/ Gneiss ocellés de Crupillouse	188
a - L'acquisition du caractère gneissique ocellé	188
b - La continuité du passage des gneiss ocellés au granite d'anatexie	188
c - Conclusion.....	189
3 - La migmatisation	189
1/ Rappel des étapes de la migmatisation	189
2/ Mobilisation et déformation	190
3/ Conditions de la migmatisation	190
a - Extension, intensité	190
b - Caractère inachevé de la mobilisation	190
c - Caractéristiques thermodynamiques	191
III - CONCLUSION	192
 <u>Deuxième Partie - LE COMPLEXE INTRUSIF CARBONIFÈRE</u>	
Chapitre I	
LES GRANITES	
A - INTRODUCTION	195
B - ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DÉTAILLÉE	197

I - LE GRANITE DE COLLE-BLANCHE	197
1 - Situation géographique	197
1/ Extension	197
2/ Morphologie	197
3/ Lieux d'observation	197
2 - Cadre géologique	199
1/ L'encaissant	199
a - Les gneiss	200
b - Le matériel granitique	201
2/ Les contacts	202
3 - Description pétrographique	203
1/ Macroscopique	203
2/ Microscopique	204
a - Le granite à amphibole	204
b - Relations entre minéraux du granite à amphibole	206
c - Les enclaves du granite à amphibole	207
d - Le granite gris à chlorite	207
II - LES GRANITES DU BOURG ET D'ORGIÈRES	207
1 - Situation géographique du granite d'Orgières	208
1/ Extension	208
2/ Morphologie	210
3/ Lieux d'observation	210
4/ Echantillon type	210
2 - Cadre géologique	211
1/ L'encaissant gneissique et ses contacts	211
2/ Le contact avec le granite de Turbat	211
3 - Description pétrographique	212
1/ Macroscopique	212
2/ Microscopique	212
III - LE GRANITE DE PÉTAREL	214
1 - Situation géographique	214
1/ Extension et morphologie	214
2/ Lieux d'observation	214
2 - Cadre géologique	214
1/ L'encaissant	214
2/ Les contacts	216
3 - Description pétrographique	216
1/ Macroscopique	216
2/ Microscopique	217
4 - L'enclave de cipolin à microcline	218
IV - LE GRANITE DE TURBAT-LAURANOURE	220
1 - Situation géographique	220
1/ Extension	220
2/ Morphologie	220
3/ Lieux d'observation	220
2 - Cadre géologique : les contacts avec l'encaissant	221
1/ Contact du Banc de la Conche avec un granite migmatitique	222
2/ Contact avec les gneiss amphiboliques du Banc de la Croze	222
3/ Contact avec le granite d'Orgières au Sud du col de la Sée	222

4/ Contacts de Font-Turbat	222
5/ Les contacts de l'Est	224
6/ Contact avec les anatexites à l'Est et au Nord de la Tête de Laurantoure	225
3 - Description pétrographique	225
1/ Macroscopiquement	225
2/ Microscopiquement	226
4 - Filons et enclaves	228
5 - La zone de granite du Pas d'Olan	229
V - LE GRANITE DU GIOBERNEY	230
1 - Situation géographique	230
1/ Extension	230
2/ Morphologie	230
3/ Lieux d'observation	230
2 - Cadre géologique : les contacts	230
1/ Contact tectonique typique : éperon nord-est des Tours de Boverjat	230
2/ Contact tectonique du pied Est du Gioberney	232
3/ Le contact problématique de la face nord du "2936"	232
3 - Description pétrographique	232
1/ A l'échelle de l'affleurement	232
2/ Au microscope	233
4 - Le problème du rapport avec le "granite des Bans"	234
VI - LE GRANITE DES ÉTAGES	236
1 - Situation géographique	236
1/ Extension	236
2/ Morphologie	236
3/ Lieux d'observation	236
2 - Cadre géologique	236
3 - Description pétrographique	237
1/ Macroscopique	237
2/ Microscopique	238
3/ Les enclaves	239
4/ Le granite du col de Clot-Châtel	239
VII - LES GRANITES DE LA BÉRARDE ET DU PROMONTOIRE	239
1 - Situation géographique	239
1/ Extension	239
2/ Morphologie	240
3/ Lieux d'observation	241
2 - Cadre géologique	241
3 - Description pétrographique	242
1/ Macroscopique	242
2/ Microscopique	243
VIII - LE GRANITE DU GRAOU ET LE GRANITE DU CRAY	244
1 - Le granite du Graou	244
2 - Le granite du Cray	244
IX - LE GRANITE DU GRUN DE SAINT-MAURICE	245
1 - Situation géographique	245
1/ Extension	245
2/ Morphologie	245

3/ Lieux d'observation	246
2 - Quelques observations sur les bordures du massif	246
3 - Description pétrographique	246
1/ Macroscopique	246
2/ Microscopique	247
C - CONCLUSIONS D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES	248
I - MINÉRALOGIE SOMMAIRE DES GRANITES : QUELQUES TRAITS PRINCIPAUX	248
1 - Quartz	248
2 - Feldspaths potassiques	248
3 - Plagioclases	250
1/ Une séricitisation précoce	251
2/ Une séricitisation alpine	251
4 - Biotite-chlorite	252
1/ Données pétrographiques	252
2/ Données chimiques	252
5 - Amphibole	253
6 - Minéraux accessoires	255
II - ORDRE DE CRISTALLISATION	255
III - PROCESSUS DE CRISTALLISATION	256
1 - Séricitisation du plagioclase	257
1/ Considérations théoriques générales	257
a - Cas du système sans chaux ($y = 1$)	258
b - Cas du système avec chaux ($y < 1$)	259
2/ Application, conclusion	260
2 - Microcline ou orthose	261
IV - ÉTUDE CHIMIQUE DES GRANITES	262
1 - Introduction : rappel de quelques traits minéralogiques	262
2 - Données chimiques globales : paramètres de Niggli	264
1/ Homogénéité	264
2/ Variations à l'intérieur d'un massif donné	264
3/ Variations d'un massif à l'autre	266
3 - Etude chimico-minéralogique : diagrammes de H ₂ de La Roche	266
V - CONCLUSION GÉNÉTIQUE	269
1 - La lignée monzonitique du Haut-Dauphiné	269
1/ Rappel de la constitution du globe terrestre	269
a - Architecture	269
b - Structure thermique	271
c - Conclusion	272
2/ Hypothèse de la formation d'un stock latitique et de son évolution ultérieure ...	272
a - Le processus de cristallisation fractionnée	272
b - La contamination d'un magma basaltique	273
c - La mobilisation partielle ou totale des roches d'un socle	274
3/ Tentative de conclusion	275
2 - Les granites à deux micas (La Bérarde - Pétarel - Grun)	276
1/ Comparaison et opposition des granites à deux micas	276
2/ Quelques comparaisons	277
3/ Conclusion	279

Chapitre II

LES APLITES ET GRANITES APLITIQUES

A - INTRODUCTION	281
B - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE	281
C - PRÉSENTATION CHIMIQUE DE QUELQUES APLITES	283
D - PLACE DANS LA GRANITISATION	284

Chapitre III

FILONS BASIQUES ET ACIDES

Troisième Partie - HISTOIRE ALPINE

A - STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE ULTÉRIEURE	291
I - APERÇU STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE	291
1 - Rappel sommaire de la stratigraphie du Secondaire	291
2 - Les événements tectoniques alpins	292
3 - Importance relative des mouvements antésénoniens, paléocènes et postnummulitiques en Haut-Dauphiné	293
II - L'ÉCAILLAGE DE COLLE-BLANCHE ET LA TECTONIQUE ANTÉNUMMULITIQUE	294
1 - L'écaillage de Colle-Blanche et ses prolongements Est et sud	294
2 - La structure de l'Arche	295
3 - Quelques autres écaillages du Haut-Dauphiné	296
1/ Sur la bordure occidentale	296
2/ Le chevauchement de La Meije	296
4 - Corrélation de ces mouvements avec les autres régions du Haut-Dauphiné	296
III - TECTONIQUE SOUPLE OU TECTONIQUE CASSANTE ?	297
B - MÉTAMORPHISME ALPIN, FENTES À CRISTAUX ET MOUVEMENTS POSTNUMMULITIQUES	298
I - LE MÉTAMORPHISME DE FACIÈS ZÉOLITE	298
II - LES FENTES ALPINES	300
III - L'ÂGE DE CES PHÉNOMÈNES	301
IV - CONCLUSION	301
C - CONCLUSIONS	302
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	303
I - RAPPEL DES RÉSULTATS FOURNIS PAR L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE, GÉOCHIMIQUE ET STRUCTURALE	303
1 - Nature des terrains	303
2 - Métamorphisme	303
3 - Mobilisation	304
4 - Granitisation et architecture d'ensemble	305
II - PROBLÈMES CHRONOLOGIQUES	305
1 - Les événements à 300 MA	307

2 - Les âges à 500-550 MA	307
3 - Les âges anciens	308
III - "IN FINE"	311

ANNEXES

ANNEXE I - NUMÉROTATION DES ÉCHANTILLONS	315
ANNEXE II - CHIMIE	317
I - DIAGRAMMES DE H. DE LA ROCHE	317
1 - Diagramme dit "des roches totales"	317
2 - Diagramme Al, Na, K (Ti) (Fe)	318
3 - Diagramme chimico-minéralogique : Ca, Na, K avec Si et avec Fe, Mg, Ti	318
II - ANALYSES CHIMIQUES NOUVELLES DU HAUT-DAUPHINÉ.....	318
ANNEXE III - NOTES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA STRUCTURE DE L'ARCHE-EN-CHAMPOLÉON	337
BIBLIOGRAPHIE	339
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX	357
PLANCHES I à XLVI	375
PLANCHE A - Schéma géologique du Haut-Dauphiné	hors-texte
PLANCHE B - Diagramme de H. de La Roche pour l'étude chimico-minéralogique des roches ignées. .	hors-texte

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Sauf indication contraire, les clichés ont été pris par l'auteur. Les négatifs des films sont déposés au laboratoire photographique du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. Le numéro qui figure entre parenthèses est le numéro de référence au catalogue général de ce laboratoire où il est possible de les obtenir.

La numérotation des films est faite de la façon suivante :

- la lettre initiale correspond au format du négatif (B = 9 x 12 cm, D = 6 x 6 cm, E = 24 x 36 mm) ;
- les deux chiffres qui suivent indiquent l'année d'enregistrement ;
- viennent ensuite une série de 3 à 5 chiffres qui, selon les cas, correspondent (E) au numéro du film et au numéro du cliché sur ce film, ou simplement (B,D) au numéro d'enregistrement du cliché.

Planche I

Vue générale du Haut-Dauphiné depuis le Sud-Ouest

Sous les nuages passe la Vallée du Drac sur laquelle s'ouvre la Vallée de la Séveraissette ; on reconnaît le village de La Motte-en-Champsaur.

Le massif compact du premier plan est celui du Petit-Chaillol (le Vieux-Chaillol n'apparaît pas sur ce cliché). La longue vallée méridienne que l'on devine derrière est celle du Valgaudemar, dominée notamment par la pyramide sombre de l'Olan, au centre du cliché.

Plus au Nord, la Meije, les Ecrins et le groupe Ailefroide - Pelvoux se détachent sur le ciel, tandis qu'à l'arrière plan se distinguent, à gauche le massif du Mont-Blanc, au centre droite les sommets de la Vanoise.

L'état d'enneigement est minimum.

Cliché aérien pris à l'altitude 4200 environ au-dessus du Dévoluy en octobre 1970 (E 71 001 - 24).

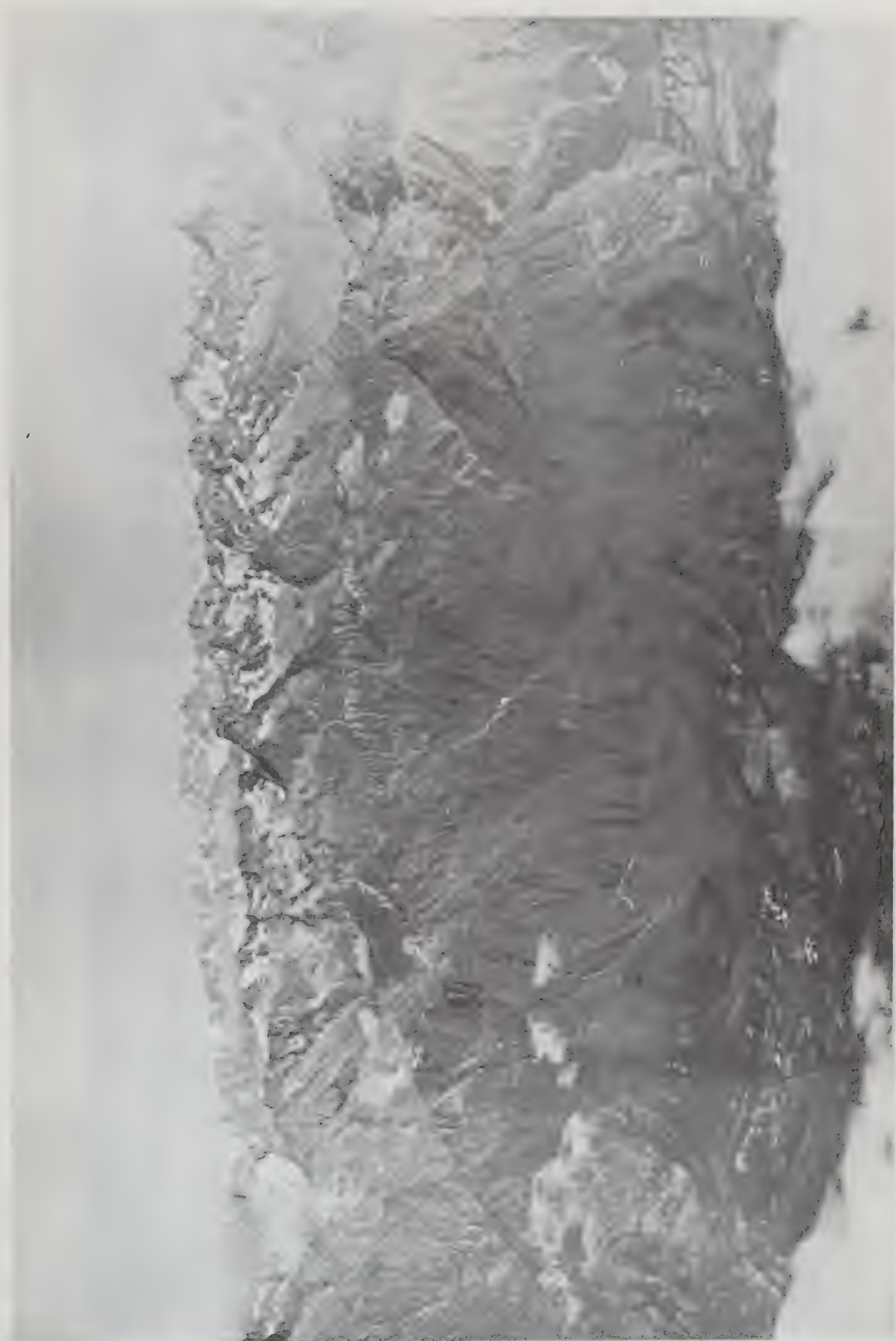
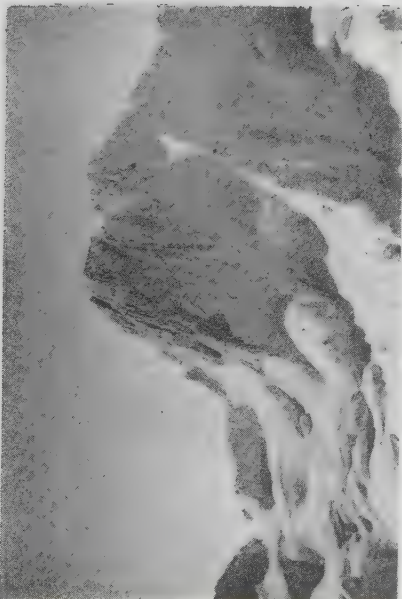
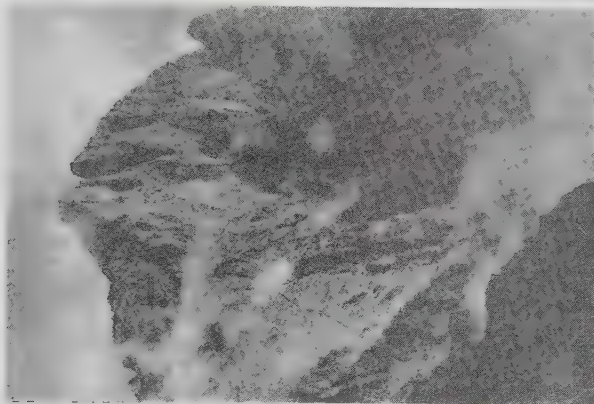


Planche II

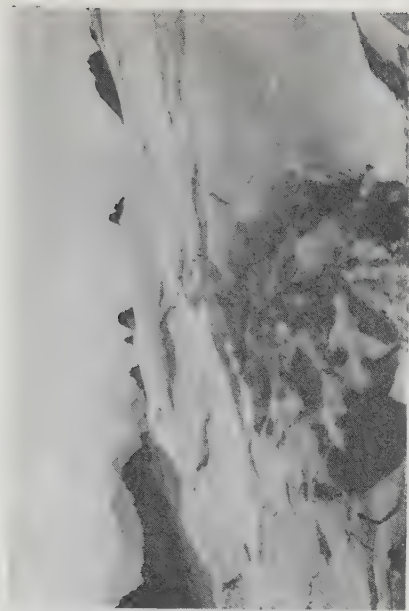
1. - Bans (3669 m), face nord-est granitique de 500 m de dénivelé. Cliché aérien pris au mois de septembre 1968 après une abondante chute de neige. On remarque les coulées d'avalanche (E 68 062 - 27).
2. - Glacier du Tabuchet et refuge de l'Aigle (3430 m) vus de l'Ouest (cliché aérien E 70 070 - 32).
3. - Face nord nord-ouest de l'Olan (3564 m) en gneiss amphiboliques de La Lavey. La hauteur totale de la face est de 1160 m (E 70 068 - 23).
4. - Crevasses du glacier de l'Homme vues depuis le refuge de l'Aigle (E 70 069 - 16).
5. - Moraine frontale laissée par un glacier disparu : les Casses-Labourées, versant ouest du col de Fontfroide. Elle est entièrement formée de blocs du granite de Colle-Blanche (E 64 016 - 22).



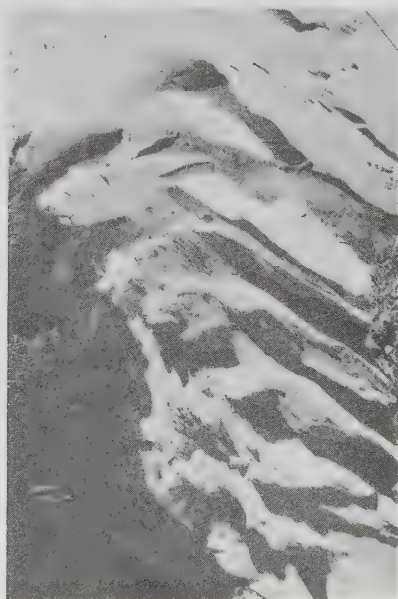
1



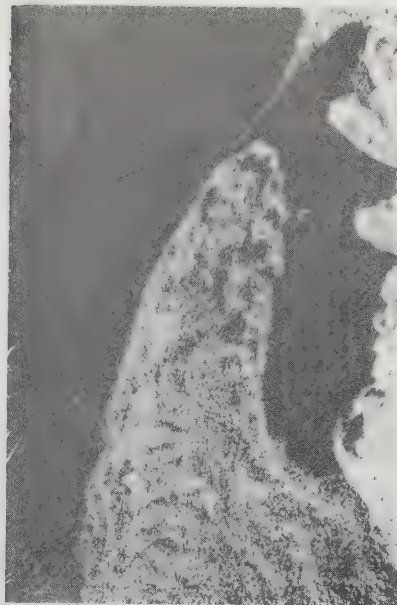
3



2



4



5

Planche III

1. - Le massif cortical du Vieux et du Petit-Chaillol vu du Nord, depuis la C^{me} du Vallon (3409 m).

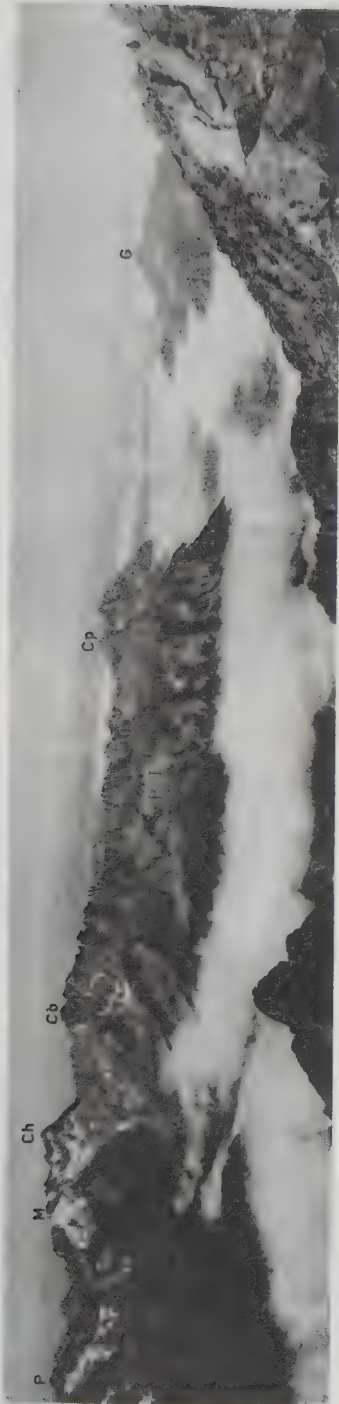
La mer de nuage recouvre la vallée de la Séveraisse (Valgaudemar) ; sur elle se détache au premier plan, La Rouye (3083 m). Le vallon que l'on voit dans son axe est celui de Navette. De gauche à droite on distingue :

- P : Pic de Parières (gneiss ocellés de Crupillouse)
- M : Pointe de Moutières (granite amphibole)
- Ch : Vieux-Chaillol (3163 m)
- Cb : Pic de Colle-Blanche (2975 m) (granite amphibole)
- PT : Massif granitique de Pétarel séparé du massif du Chaillol par le vallon invisible de Prentiq
- Cp : Chaperon, témoin le plus septentrional du conglomérat du Chaillol
- G : Grun de Saint-Maurice (2776 m) (granite porphyroïde).

Dans le fond, sommets calcaires du Dévoluy (E 67 069 - 18 à 20).

2. - Le Banc-du-Peyron (2777 m) vu depuis le Pic de La Festoule. Il est formé d'amphibolites. On remarque la lourdeur des lignes de la montagne où se dessinent à peine quelques vires de micaschistes (E 63 083 - 35).

3. - Le Montaigu (2692 m) au centre et le col de l'Ardouère à droite, vus depuis le Pic de La Festoule. La stratification est bien visible dans le paysage ; les amphibolites constituent la base massive, les dalles-noires au-dessus forment des reliefs plus mous ; un niveau conglomératique (entre tiretés) passe au col de l'Ardouère ; le sommet du Montaigu est conglomératique (E 63 083 - 34).



1



2

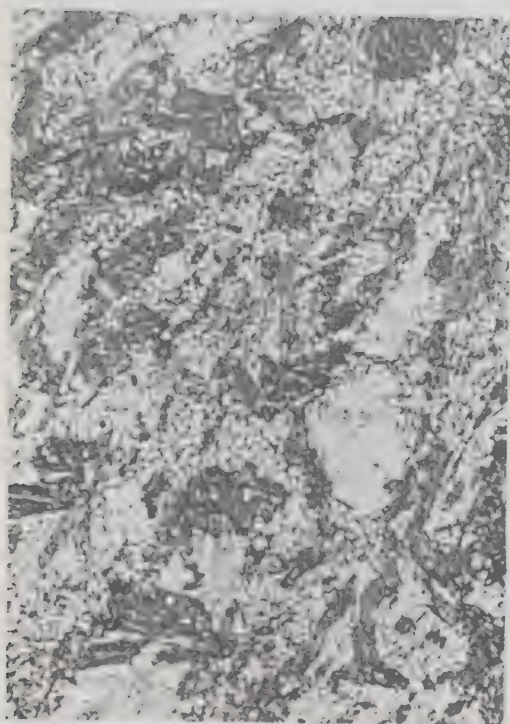


3

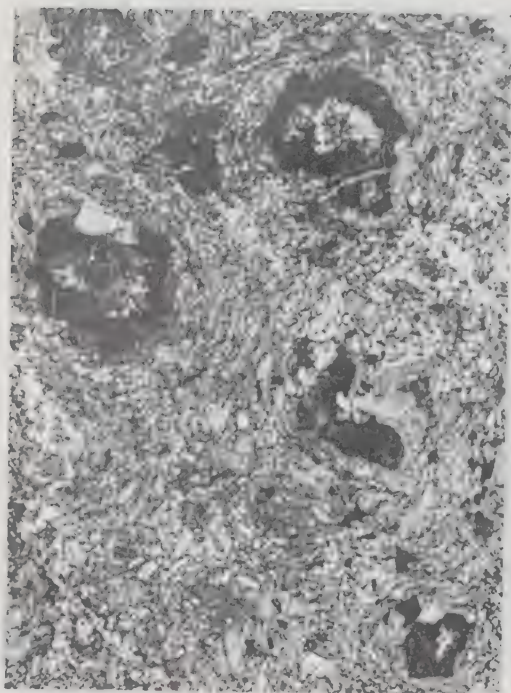
Planche IV

Amphibolites corticales

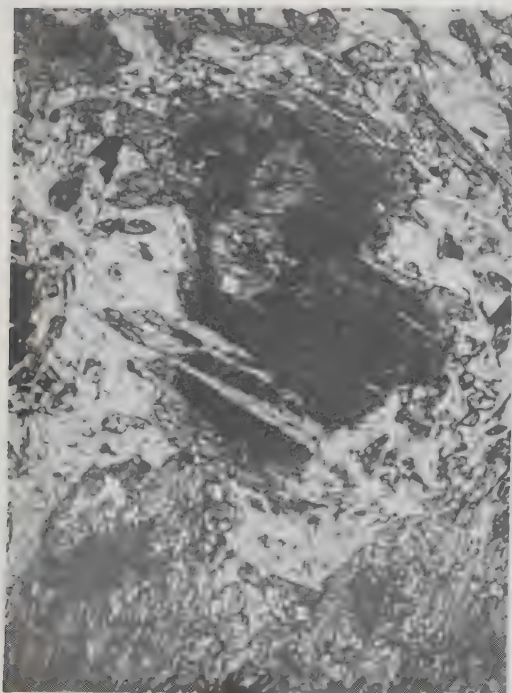
1. - Amphibolite à gros grain à structure subophitique (B.F45, LP x 9,2) (B 70 061).
2. - Hornblendes vertes millimétriques à coeur de minerai montrant une texture en atoll (B.J72-2, LN x 12,8) (B 70 062).
3. - Autre exemple de hornblende verte zonée (?), de plus recoupée par une petite bande chloritisée tardive (B.G52, LN x 56) (B 70 063).
4. - Succession d'un lit leptynitique (en bas à droite), d'un lit amphibolique (au centre) et d'un lit micaschisteux (en haut). (B.H611, LN x 5,2) (B 70 068).



1



2



3



4

Planche V

Amphibolites et leptynites

1. - Aspect typique d'une amphibolite à grain fin. En haut à gauche on remarque un lit à grain un peu moins fin, plus feldspathique. C'est un phénomène secondaire comme l'indique le filonnet qui s'en échappe. On notera l'abondance des minerais et les cassures tardives (B.J63, LN x 6) (B 64 077).
2. - Quartz, plagioclase, hornblende et biotite (altérée en feuillets) d'une amphibolite à grain fin (B.E32, LP x 128) (B 64 117).
3. - Aspect typique d'une leptynite. On notera la finesse du grain et la recristallisation des bandes de quartz (B.G41-1, LP x 37,6) (B 70 076).
4. - Leptynite hétérogranulaire. Phénocristal de plagioclase qui semble modifier le litage originel de la roche marqué par des lits micacés très fins (B.G75★, LP x 11,2) (B 70 076).



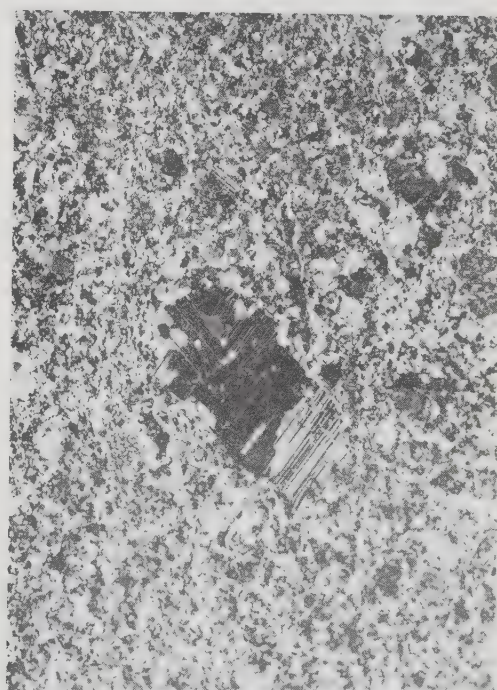
1



2



3

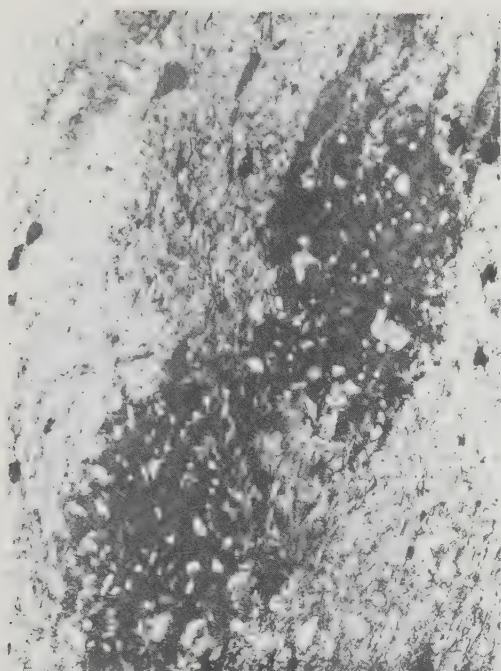


4

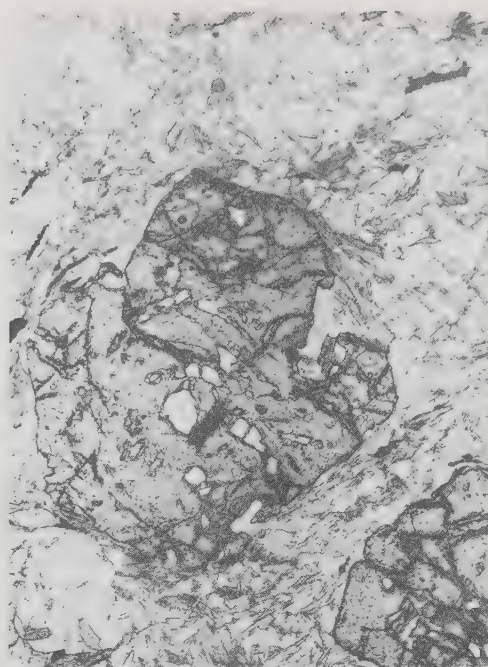
Planche VI

Habitus des minéraux des micaschistes

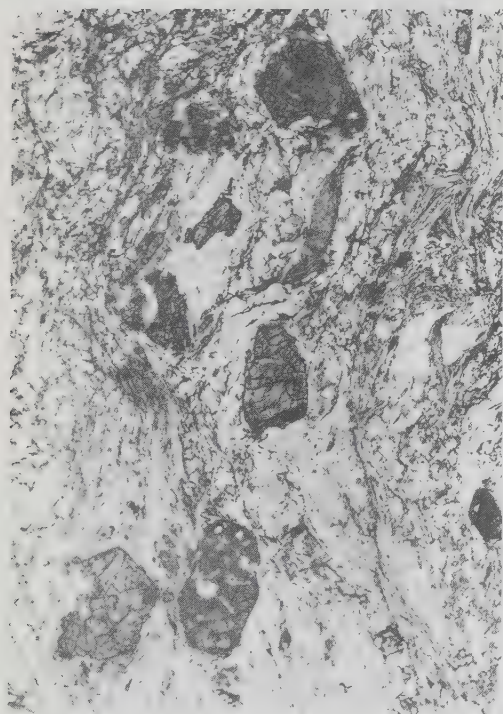
1. - Métablastes de biotite dans un micaschiste grenatifère à deux micas. Nombreuses inclusions de quartz et de minerais (O.K75-1, LN x 44) (B 64 049).
2. - Cristal subautomorphe de grenat millimétrique (B.H41, LN x 44) (B 64 050).
3. - Micaschiste à grenat (sombre), staurotide (automorphe, clivages apparents) et disthène (cristaux gris plus petits à clivages peu apparents) (O.G23, LN x 9,2) (B 70 080).
4. - Micaschiste grenatifère à talc (B.E53, LN x 5,2) (B 70 072).



1



2



3



4

Planche VII

Cipolins

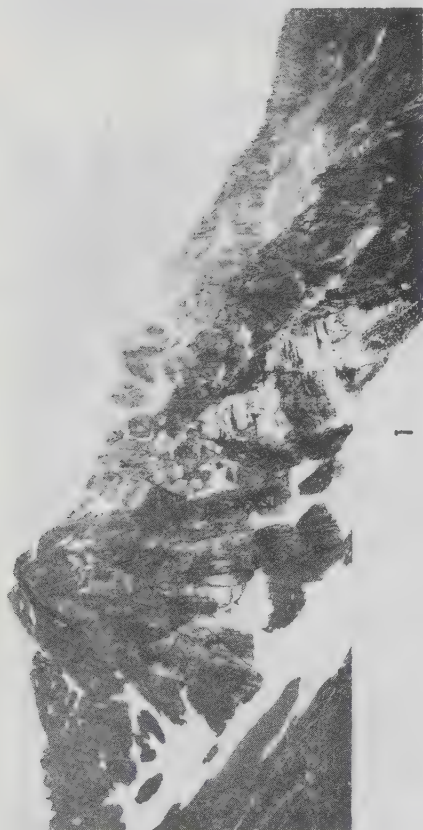
1. - Le Pied-du-Marbre sur l'arête nord du Pic de l'Homme, vu depuis la tête du Lauzarot (2264). Le banc vertical de cipolin forme les grandes falaises blanches du premier plan (E 68 069 - 0 et 1).
2. - Banc de cipolin rose sur l'arête sud du Banc-du-Peyron (B.H57, 2550 m) (E 63 084 - 9A).
3. - Banc de cipolin rose coincé sous les amphibolites du Banc-du-Peyron dans le Nord du cirque de Palluel à 2380 m. On remarque les lits micacés en relief (E 63 084 - 10 A).
4. - Cipolin rose à grands cristaux de calcite légèrement tordus (B.J73-1', LP x 9,2) (E 70 130).



2



4



1



3

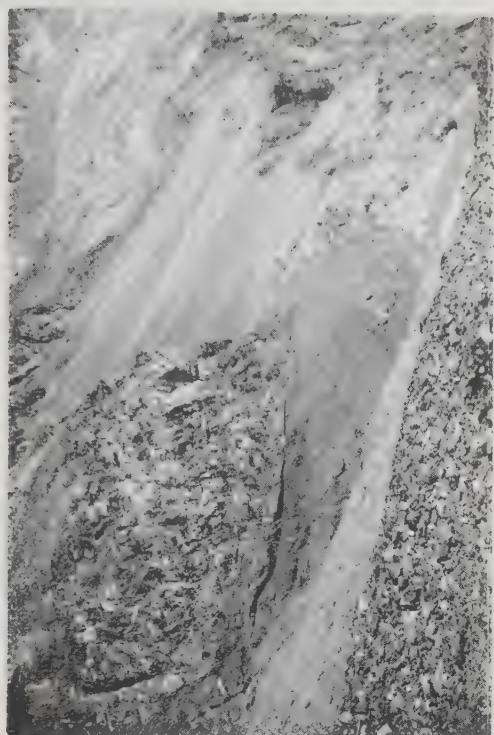
Planche VIII

Le conglomérat du Chaillol

1. - Le Vieux-Châtel (2163 m) vu du Sud-Ouest. Les Baisses-de-Chaillol (B) forment le grand plan incliné à droite (surface prioritaire). Les assises sédimentaires en arc de cercle à droite sont celles du Priabonien. Le Trias affleure en bas et au centre (1). Sous le col de l'Eyssarassou (E), on voit les éboulis sombres des Dalles-Noires.

On fond en reconnaît quelques-uns des sommets du Haut-Dauphiné, de gauche à droite : les Roules, les Ecrins et le Coolidge, le groupe Aileiroide-Peloux, le Jœelme et le Sirac.

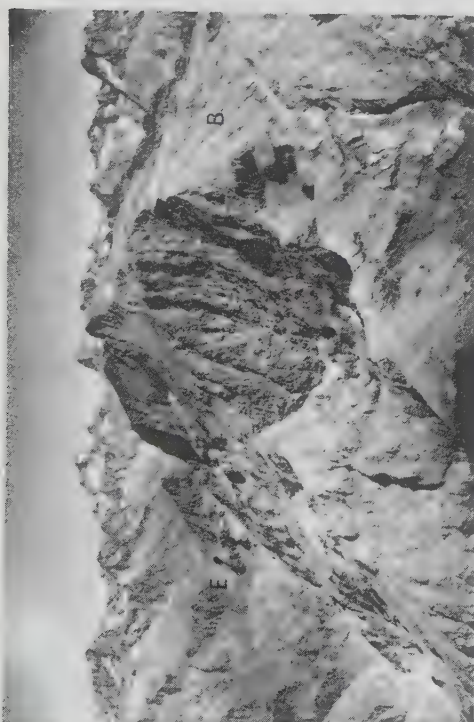
2. - Micacristes pinces à la base d'une écaille conglomératique. L'écailage est alpin, en relation avec celui de Fontfroide rive gauche du torrent des Dalles-Noires, 2563 m (E 63 085-35).
3. - Blocs de granite, blocs aplatis et galets ronds (?), sombres, étirés selon la ligne - Baisses-de-Chaillol (E 63 087-25).
4. - Conglomérat semblable formé de blocs étirés de même nature, à l'entrée du village d'Entraigues-en-Valbonnais (affleurement à la sortie vers Valbonnais, à droite après le pont) (E 68 085-33).



2



4



1



3

Planche IX

Le conglomérat du Chaillol

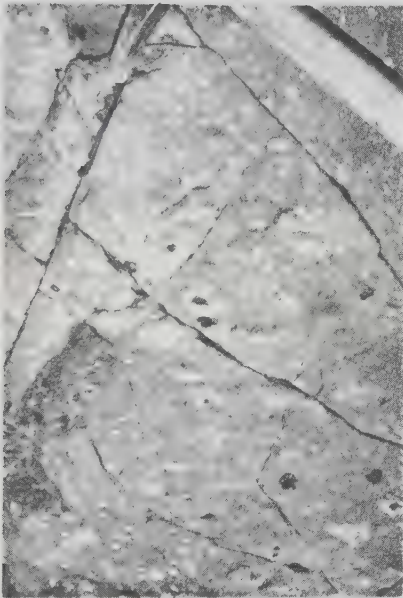
1. et 2. - Premiers niveaux conglomératiques dans le Torrent de la Selle, en rive gauche du Colombier, vers 1800 m (O.L57). On remarque le beau graded bedding de la figure 1 et les alvéoles laissées par la dissolution de galets à coeur carbonaté de la figure 2. (E 70 068-1 et 2).
3. - Affleurement de conglomérat peu grossier dans le vallon de Peyron-Roux (O.K61, 2730 m, 6 km à vol d'oiseau au nord des Baisses-de-Chaillol). Les éléments sont cependant les mêmes. (E 63 085-17 a).
4. et 6. - Le conglomérat aux Baisses-de-Chaillol parallèlement (4) et perpendiculairement (6) à l'étirement. Les diaclases perpendiculaires à la foliation sont en liaison avec plusieurs filons de lamprophyre situés à une dizaine de mètres à droite de cet affleurement. (E 63 087-28 et E 63 083-4).
5. - Le conglomérat au Chaperon (B.G65, 2748 m). Il est beaucoup plus fin. Photo M. Mehl (D 68 047).



1



4



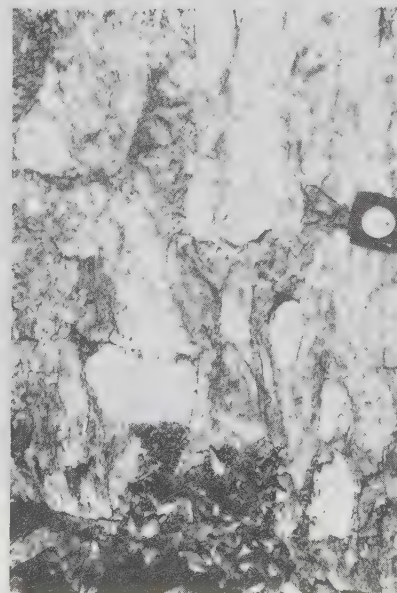
2



5



3

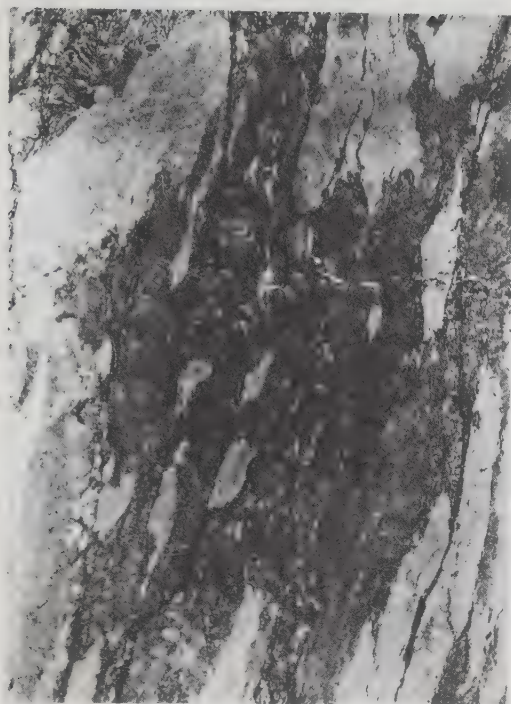


6

Planche X

Blocs du conglomérat (micrographies)

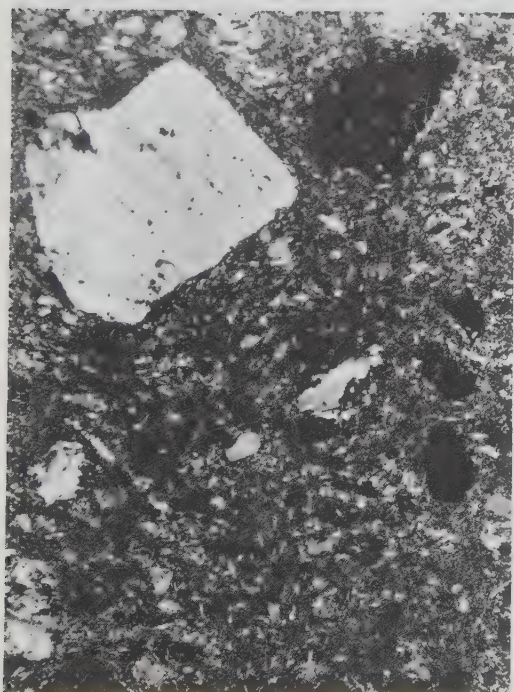
1. - Bloc de granite selon la linéation (LN x 5,2) (B 70 127).
2. - Bloc leptynitique albitique (O.L720 a, LP x 9,2) (B 70 143).
3. - Bloc de métarhyolite perpendiculairement à la linéation générale (O.L712-1, LP x 9,2) (B 70 128).
4. - Le même bloc de métarhyolite selon la linéation (O.L712-2, LP x 9,2) (B 70 129).



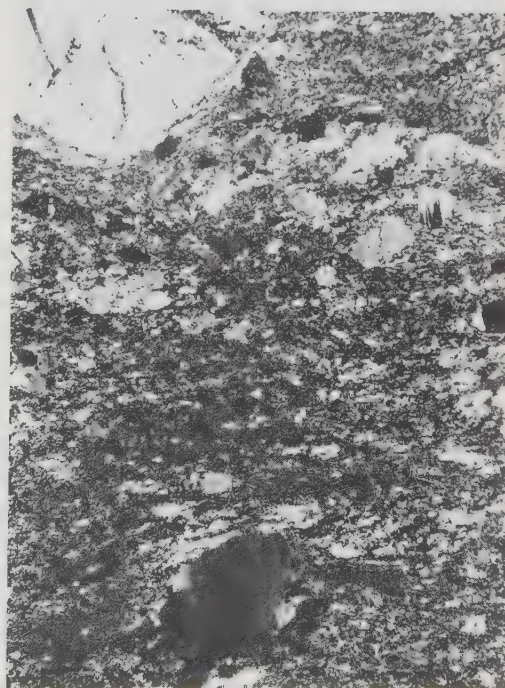
1



2



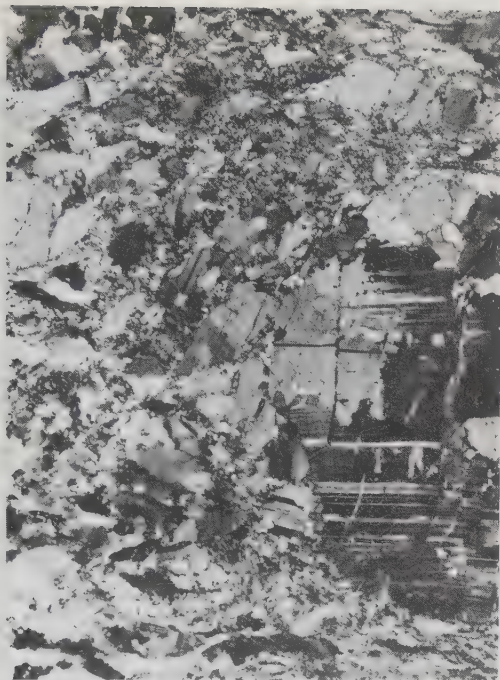
3



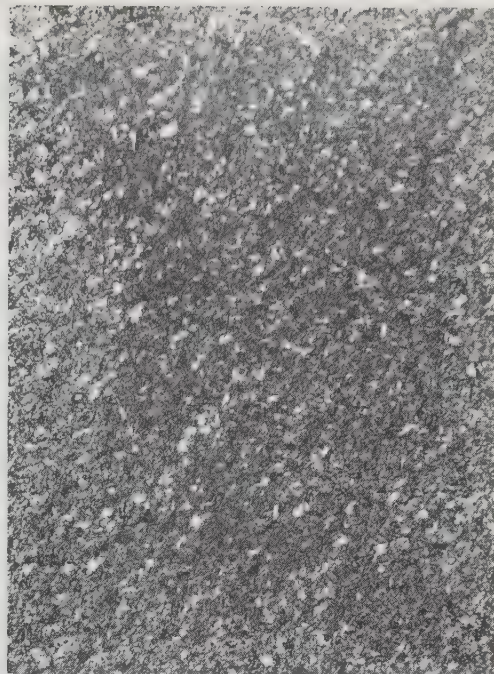
4

Planche XI

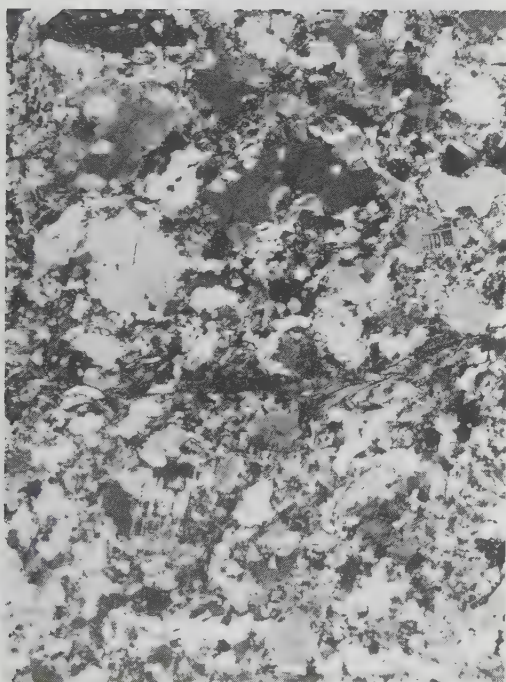
1. - Plagioclase d'un galet albitique (O.L721, LP x 12,8) (B 70 140).
2. - Ciment du conglomérat (LP x 12,8) (B 70 142).
3. - Gneiss à deux micas à cristaux d'orthose perthitique et de microcline quadrillé (O.G24, LP x 12) (B 70 139).
4. - Gneiss à deux micas. Association muscovite - biotite chloritisée. La muscovite peut reprendre les clivages de la biotite (centre) ou au contraire recouper cette dernière (à droite par exemple) (O.G27, LN x 52) (B 64 114).



1



2



3

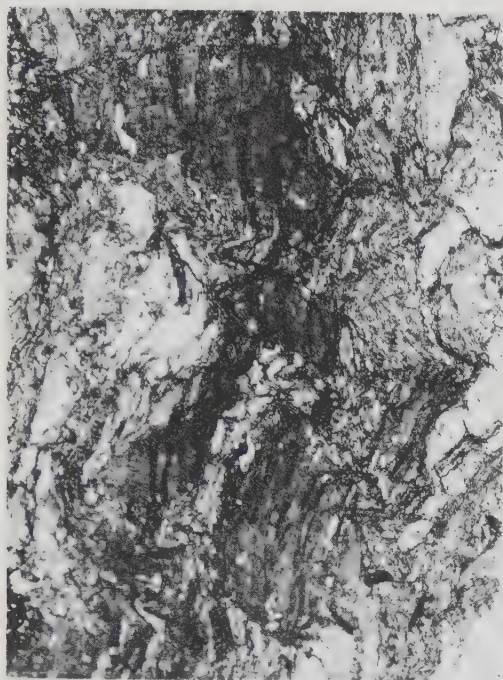


4

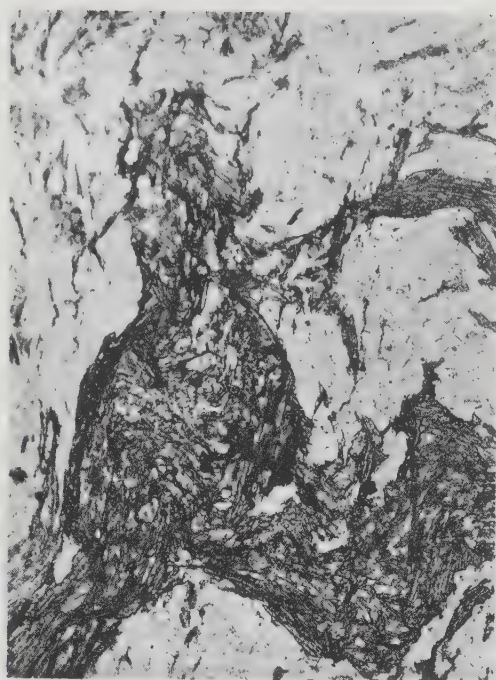
Planche XII

Cristalloblastèse et déformation

1. - Dalles-Noires - La stratification est marquée par de petits lits carbonés. Leur plissement s'atténue à l'intérieur des metablastes de biotite syncinématiques, légèrement tordus. Les petits cristaux de muscovite moulent au contraire les plissements. On remarque l'habitus fusiforme des grains de minerai. (B.J615, LN x 24,8 (B 71 438)).
2. - Dalles-Noires - Disposition plan axial de la plupart des metablastes de biotite. Les petits cristaux de biotite et de muscovite sont disposés préférentiellement en arc polygonal selon la stratification marquée par quelques traînées carbonées (B.L69, LN x 33,6) (B 71 443).
3. - Dalles-Noires - Exemple de schistosité de fracture S_2 selon laquelle s'oriente une nouvelle génération de micas (B.L69, LN x 6,4) (B 71 437).
4. - Micaschiste - Développement local de la schistosité S_2 bien marquée par l'orientation de biotites verdâtres (O.K213*, LN x 6) (B 71 439).



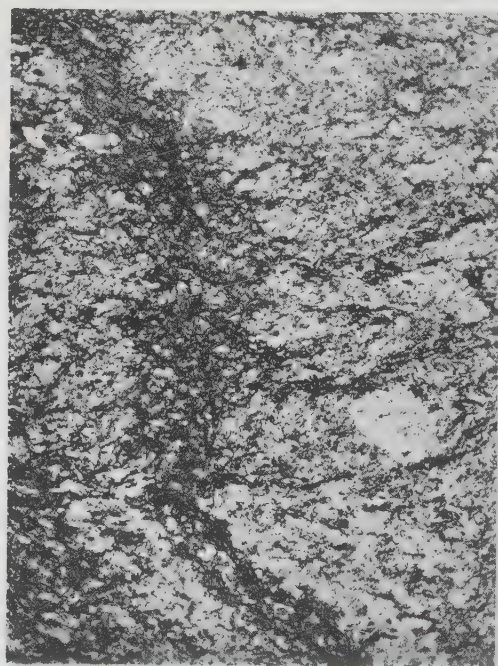
1



2



3

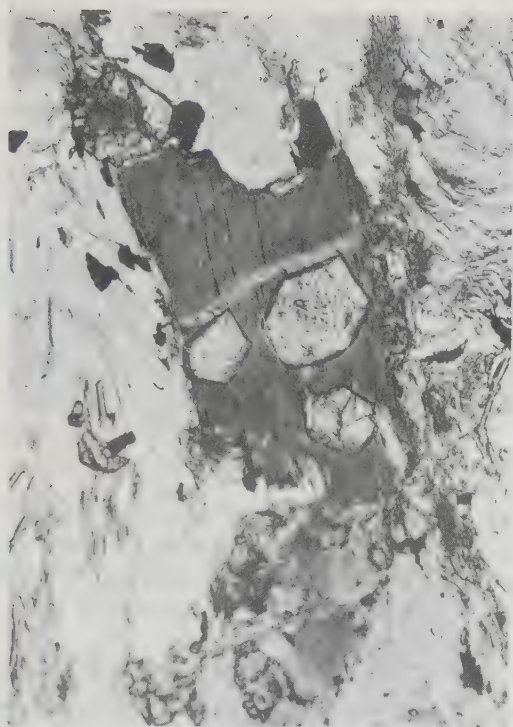


4

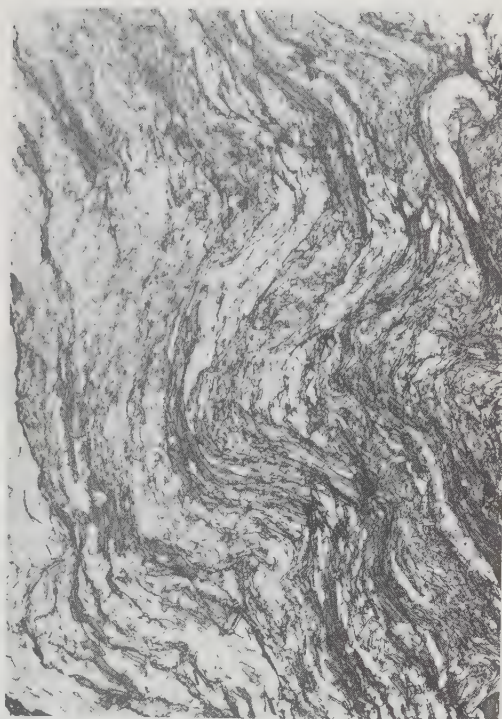
Planche XIII

Cristalloblastèse et déformation (suite)

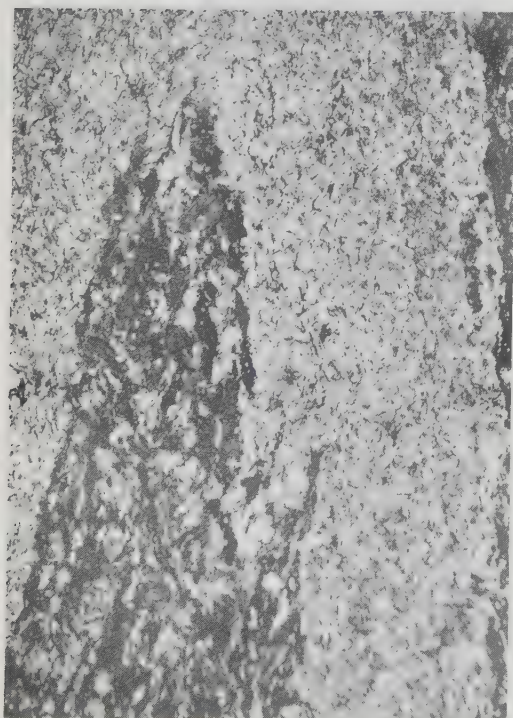
1. - Micaschiste - Biotite pliée le long de petits cristaux de grenat (O.K213) (B 70 066).
2. - Micaschiste - Pli large à biotite et muscovite en arc polygonal ployé (B.J46) (B 71 444).
3. - Amphibolite - Pli aigu à amphiboles allongées selon le plan axial S_1 (B.D54 - 1, LN x 5,2) (B 71 440).
4. - Amphibolite - Pli large avec figures d'entraînement. Les minuscules cristaux d'amphibole sont disposés en arc polygonal. (B.J45, LN x 5,6) (B 71 441).



1



2



3

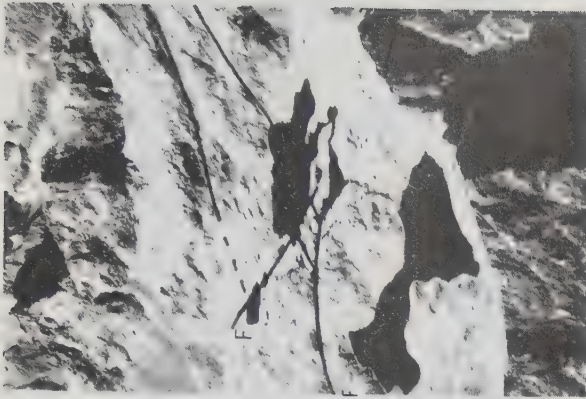


4

Planche XIV

Massif méridional de Crupillouse

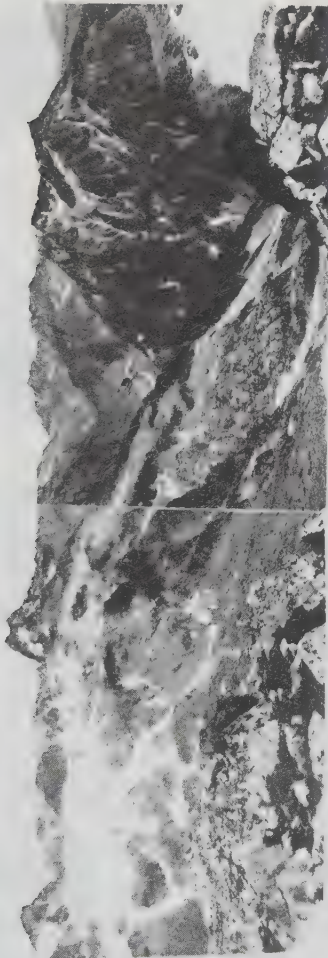
1. - Vue de la partie Est du massif méridional depuis le pied Est du col des Lauzières (P.P41, 2690). A gauche, les replats des lacs de Crupillouse derrière lesquels se dresse le Sirac. (De l'autre côté du synclinal sédimentaire de Morges). A droite, la masse compacte de la Montagne de Cédéra, couronnée par une mince pellicule de grès du Champsaur. A son pied s'étend la vallée du Champoléon (Drac-Blanc) dominée au fond par les puissantes assises nummulitiques de la Crête du Martinet (E 66 110 - 11 et 12).
2. - Vue aérienne des lacs de Crupillouse depuis l'ENE. Le tracé des micaschistes de Champoléon, découpé par deux failles (F) a été souligné (E 70 067 - 25).
3. - Vue aérienne des lacs de Crupillouse depuis l'Est. Le point culminant est le Pic de Parières ("3075,5"). Au premier plan, Aiguille des Péous (2825). Au fond à gauche, émergeant de la mer de nuages, l'Obiou point culminant du Dévoluy (2790) (E 68 062 - 35).
4. - Vue aérienne depuis le SSE du contact des gneiss ocellés avec le sédimentaire triasico-liasique au Nord des lacs de Crupillouse (dans le bas). Au centre du cliché, l'éboulis sombre correspond aux énormes filons spilitiques de l'Aiguille Fourchée (2923 m) restes probables des appareils d'émission des laves spilitiques triasico-liasiques (E 70 062 - 33).



2



4



1



3

Planche XV

Gneiss oeillés de Crupillouse

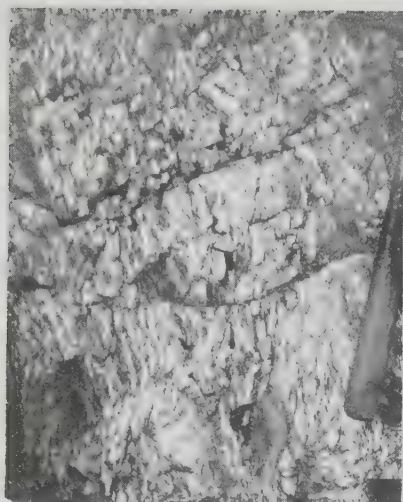
1. - Bloc de gneiss oeillés aux Auberts-en-Champoléon (E 67 062 - 14a).
2. - Gneiss oeillé à yeux juxtaposés, provenant du col du Veyre (2724) (B 71 307).
3. - Gneiss oeillé à yeux dispersés, rive gauche du Val-Estrèche. Terme de passage aux gneiss amygdalaires (P.S44, 1590 m) (E 66 111 - 17).
4. - Bloc de gneiss oeillé avec passée concordante et brutale de gneiss amygdalaire (P.051, col du Veyre, 2724 m) (E 66 112 - 16).
5. - Quelques yeux vus de près. On remarque leur forme subautomorphe (même localisation que 4-) (B 71 305).



1



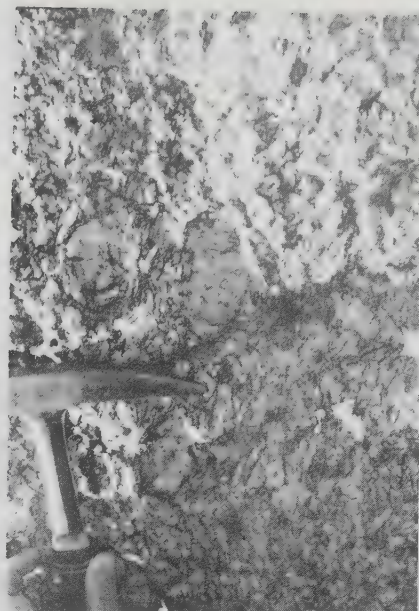
2



3



4

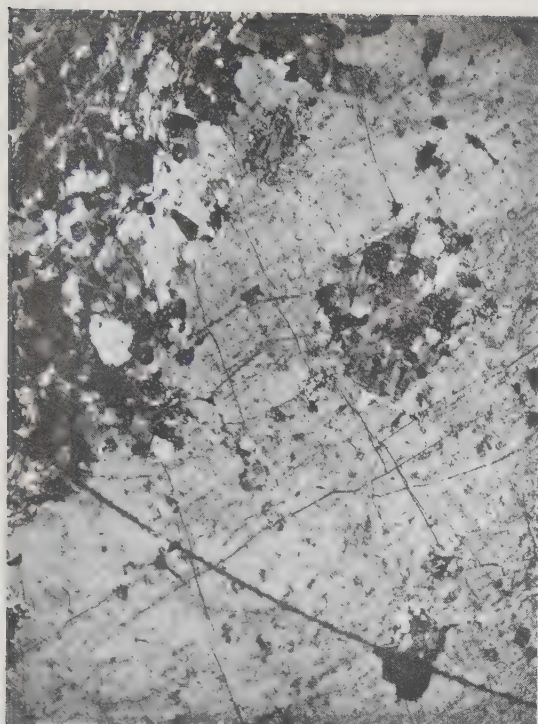


5

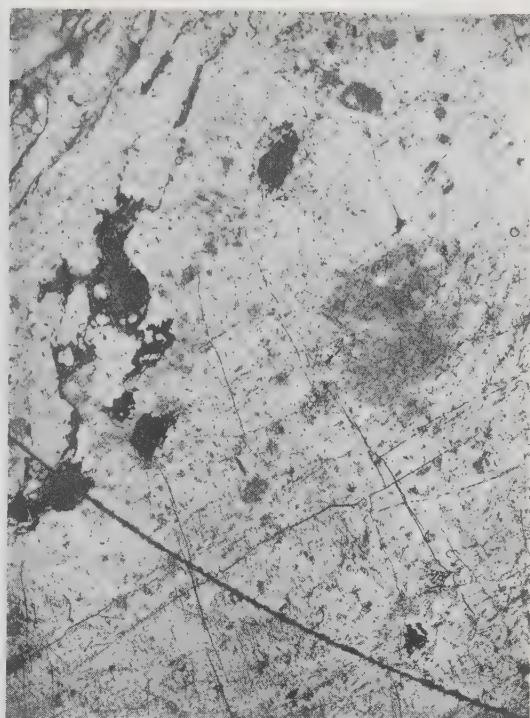
Planche XVI

Gneiss ocellés de Crupillouse (micrographies)

1. - Aspect de la bordure d'un oeil feldspathique de plusieurs centimètres. Elle est dentelée, par endroits soulignée par la biotite. Inclusions de quartz et de plagioclase soulignant le caractère porphyroblastique de ces grands yeux (P.R6A*, LP x 5,2) (B 71 339).
2. - Même échantillon que 1. (LN x 5,2) (B 71 340).
3. - Oeil de feldspath potassique maculé Carlsbad, perthitique, pincé par deux golfes quartzofeldspathiques et partiellement cassé à ce rétrécissement. Cette figure est interprétée comme un début de granulation du feldspath. Dans le reste de la trame, le quartz montre une faible propension à être "discordant" (P.056, LP x 5,2) (B 71 354).
4. - Ancien oeil feldspathique entièrement remplacé par un assemblage quartzofeldspathique isogranulaire, et marqué par son ancienne ceinture biotitique (P.056, LN x 7,6) (B 71 355).



1



2



3



4

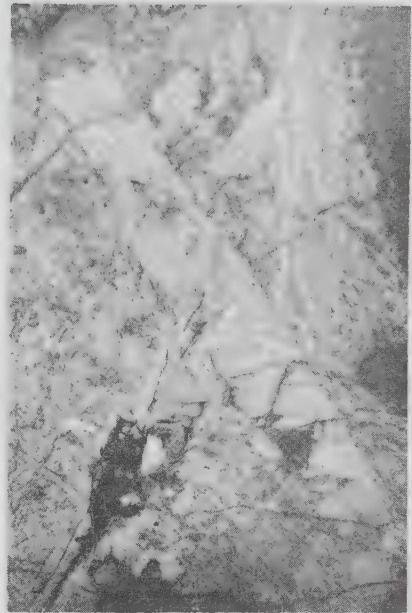
Planche XVII

Evolution des gneiss ocellés de Crupillouse

1. - Gneiss amygdalaires légèrement plissotés, à texture gneissique bien régulière (E 66 109 - 4).
2. - Gneiss nébulitiques et nébulites (2740 m, à l'Est des lacs de Crupillouse). Les petites diaclases verticales correspondent à un filon basique de 2 m d'épaisseur qui affleure à quelques mètres à droite (E 66 112 - 17).
3. - Développement de taches de cordiérite pinitisée en bordure d'un amas granitisé (P.P54, chemin de Crupillouse, 2480 m) (E 66 110 - 4).
4. - Filons aplitiques dans les gneiss amygdalaires du Torrent de Bécé (P.Q61) (E 66 109 - 7).
5. - Filon pegmatitique au coeur d'un filon aplitique (Sud des lacs de Crupillouse, près "2672") (E 66 110 - 9).



1



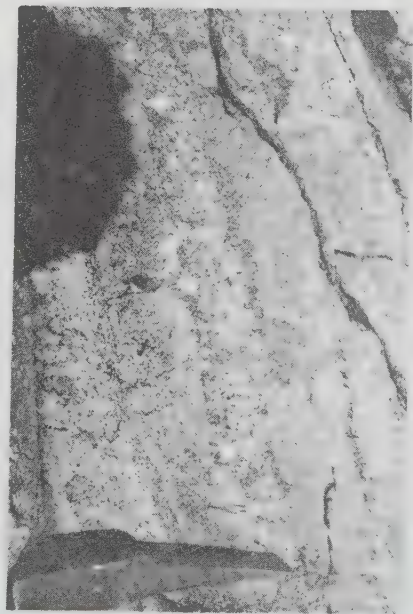
4



2



3

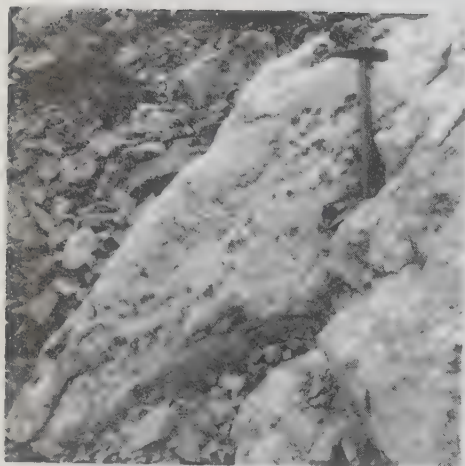


5

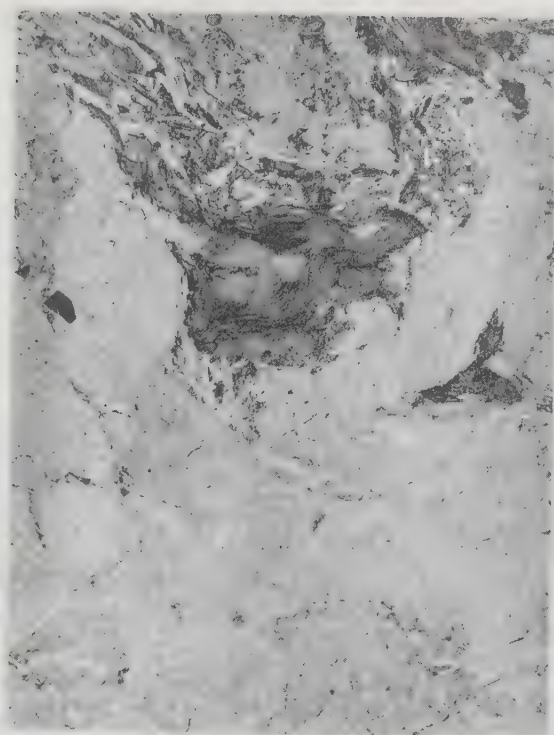
Planche XVIII

Pinitisation des gneiss ocellés de Crupillouse

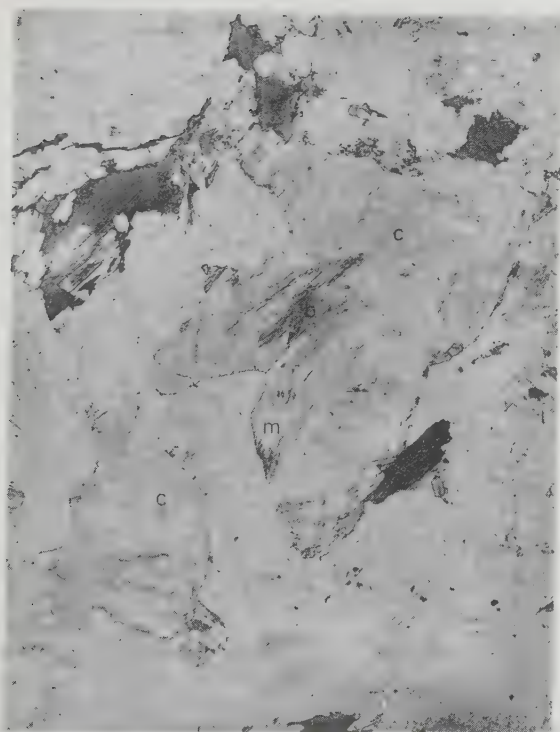
1. - Développement de taches de pinite en bordure du granite migmatitique (Pied sud-ouest des Choucières-Vertes, 2565 m).
2. - Dans une zone mobilisée, paquet de sillimanite flexueux et biotite saine. En bas, cristal de cordiérite pinitisée (P.R6B, LN x 16) (B 71 352).
3. - Biotite décolorée (b) incluse dans des cristaux de cordiérite pinitisée (c), toutes deux traversées par des baguettes de muscovite (m) (P.Q3B, LN x 16) (B 71 347).
4. - Aspect typique de la pinitisation des cordiérites par des trabécules micacés (P.P4A, LP x 16) (B 71 345).



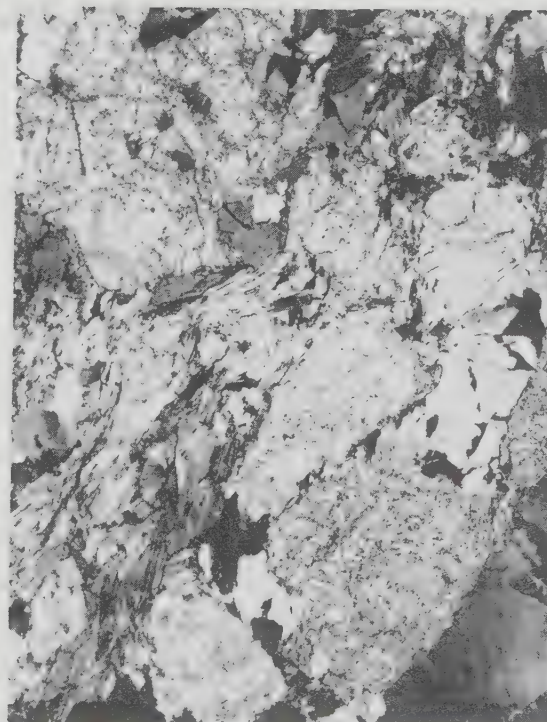
1



2



3



4

Planche XIX

Micaschistes du col de Champoléon

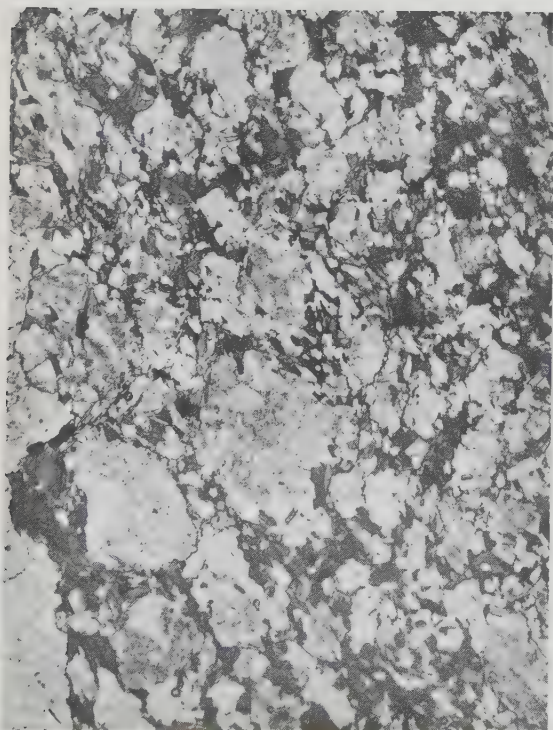
1. - Micaschistes recoupés par des bouffées et des filons d'aplopegmatites (Sud du lac ouest de Crupillouse, 2670 m)
(E 66 110 - 7).
2. - Aspect typique d'un micaschiste avec début de mobilisation en lentilles (P.Q64, LN x 5,2) (B 71 356).
3. - Exemple de blastèse des plagioclases dans un micaschiste, zone de transition entre micaschiste et partie mobilisée (P.Q6F* - 2, LN x 16) (B 71 353).
4. - Cordiérite pinitisée d'un micaschiste en bordure d'une zone mobilisée (P.Q62a, LP x 20) (B 71 346).



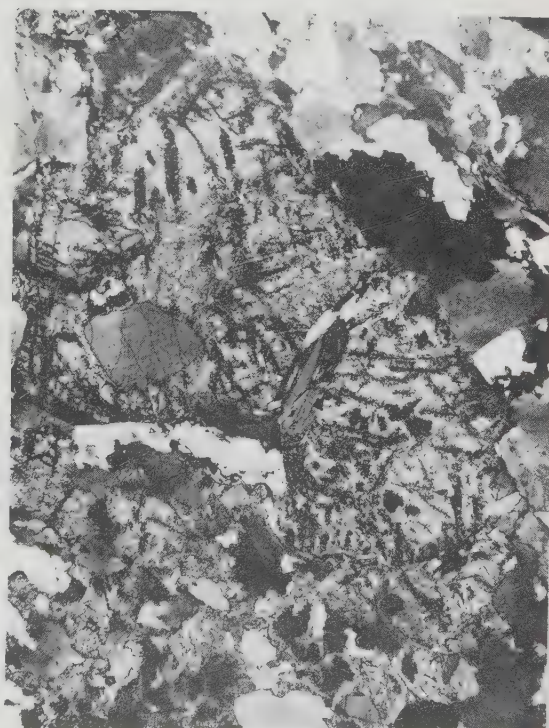
1



2



3

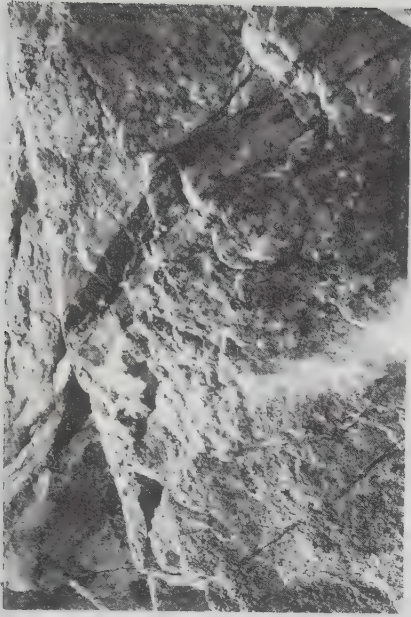


4

Planche XX

Filons à tourmaline

1. à 3. - Différents aspects des filons bréchiques à tourmaline. La roche s'éclaircit à leur contact. Ils forment un réseau très serré par endroits (chemin de Crupillouse, 2380 m) (E 66 110 - 1 - 2 et 3).
4. - Micrographie d'une tourmalinite composée uniquement de tourmaline et de quartz (P.Q42, 1N x 24,8) (B 71 359).



2



4



1

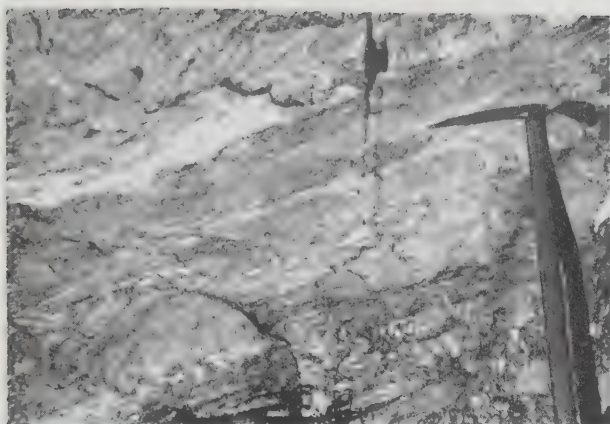


3

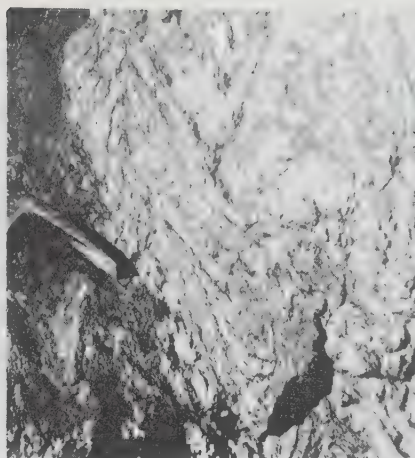
Planche XXI

Gneiss du Pigeonnier

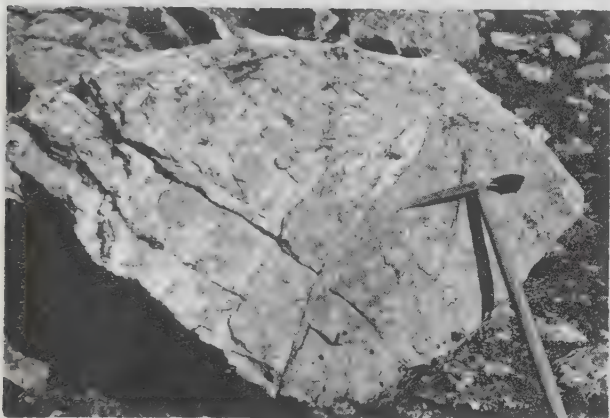
1. - Aspect typique des gneiss granitoïdes du Pigeonnier, relativement leucocrates, à chlorite. Les passées granitiques s'installent de préférence dans les axes des plis (sous la pointe du piolet). Un matériel granitique plus grossier et très clair forme des filons que souligne une bordure biotitique (chemin à l'Est du Pigeonnier, 2520 m) (B 71 304).
2. - Blocs micaschisteux à grain fin passant de façon continue à de petites zones de gneiss granitoïdes. Granitisation souvent sécante (Est du Pigeonnier, 2510 m) (B 71 301).
3. - Gneiss du Pigeonnier granitisés à faciès glanduleux. Les nombreux replis de la matière granitique dessinent des formes complexes. La structure planaire est le résultat de la phase finale de plissement isoclinal qui a repris le ou les plissements précédents (centre du cirque du Vaccivier, chemin à 2535 m) (B 71 309).
4. - Autre exemple de plissements complexes dans les gneiss du Pigeonnier (arête Est de la Pointe Duhamel, 3165 m) (B 71 310).
5. - Taches de hornblende verte automorphe en bordure du granite d'anatexie (P.F73, La Muande-Bellone, 2485 m) (B 71 312).
6. - Filons sécants d'aplite dans les gneiss du Pigeonnier (chemin Est du Pigeonnier, 2520 m) (B 71 306).



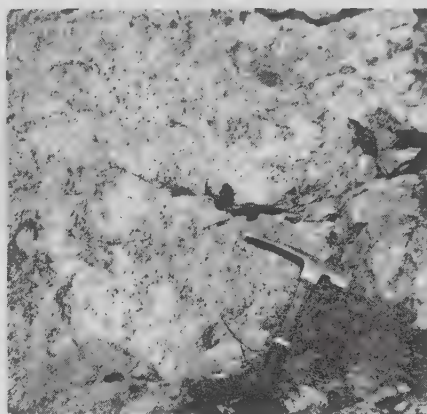
1



4



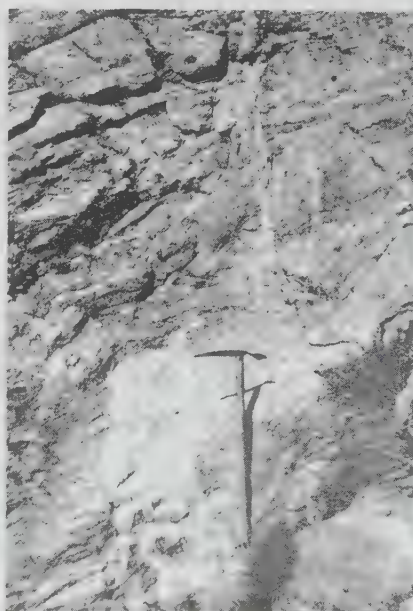
2



5



3



6

Planche XXII

Gneiss du Pigeonnier

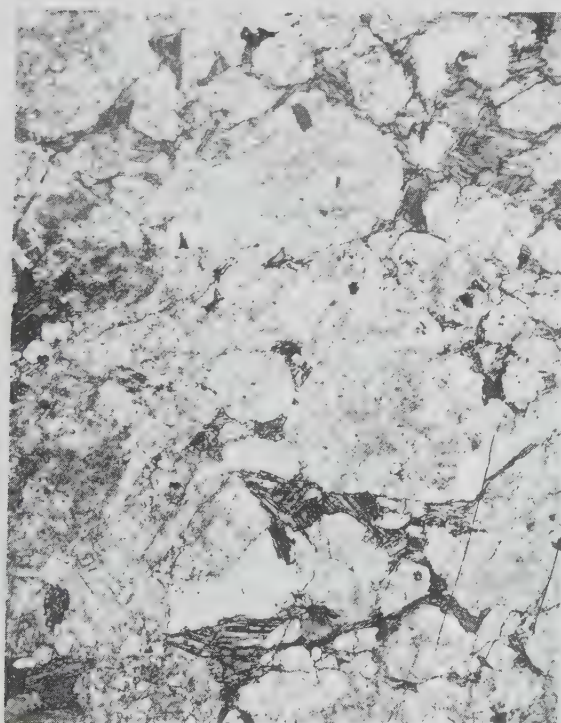
1. Chloritisation variable de ces gneiss ; totale en haut, elle est presque nulle en bas. Dans la moitié supérieure on remarque surtout la teinte grisâtre du plagioclase complètement altéré. Dans la moitié inférieure, les tâches grisâtres sont surtout le fait de la cordiérite, cf. figure suivante (P.G84, LN x 6,4) (B 71 375).
2. - Détail de la bordure du lit biotitique précédent. La cordiérite pinitisée est bien visible. On retrouve dans la partie supérieure le grand développement des plagioclases séricitisés (P.G84, LP x 12,8) (B 71 380).
3. - Blastèse du plagioclase et naissance de la texture cloisonnée dans les parties mobilisées des gneiss du Pigeonnier (P.171b, LN x 5,2) (B 71 374).
4. - Autre exemple de blastèse du plagioclase dans un gneiss très micacé à début de texture mylonitique (P.171, LN x 5,2) (B 71 376).



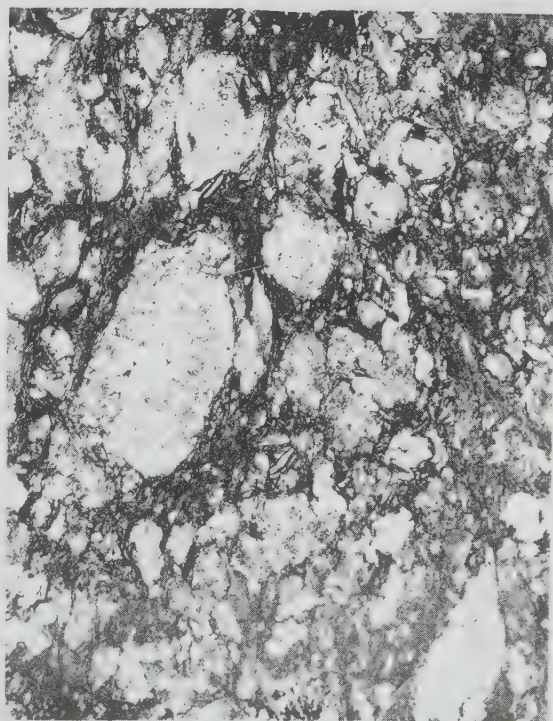
1



2



3

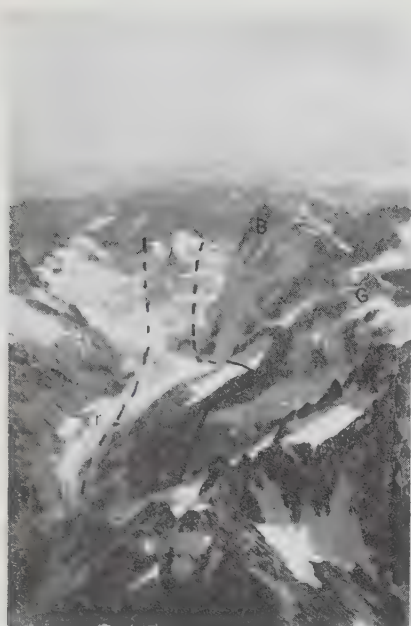


4

Planche XXIII

Linéament de La Pilatte

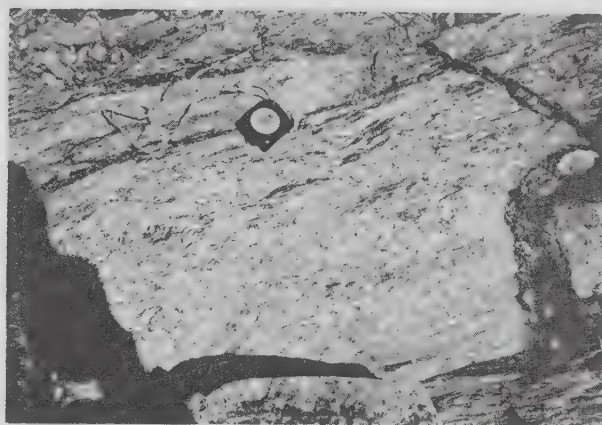
1. - Vue aérienne du cirque de La Pilatte avec indication des limites du linéament. B = granite des Bans, G = granite du Gioberney, r = refuge de La Pilatte (E 71 001 - 16).
2. - Gneiss à "flammèches" de Peyre-Arguet, faciès type équivalent des leptynites de La Pilatte (rive gauche du ravin du Fournet, vers 2550 m) (B 71 286).
3. - Gneiss oillés plissotés avec schistosité de crénulation secondaire. Le Nord est à gauche du cliché. On remarque en bas à droite le passage continu aux gneiss laminaires (Sud-Ouest du refuge de La Pilatte vers 2800 m) (B 71 293).
4. - Autre exemple de gneiss oillé plissoté (un peu au Sud du précédent, vers 2810 m) (B 71 289).
5. - Filon basique schistifié, parcouru par un filonnet à petits plis ptygmatisques. Ce filon est recoupé deux mètres au-dessus par un filon splitique sain (Sud-Ouest du refuge de La Pilatte, 2770 m) (B 71 291).



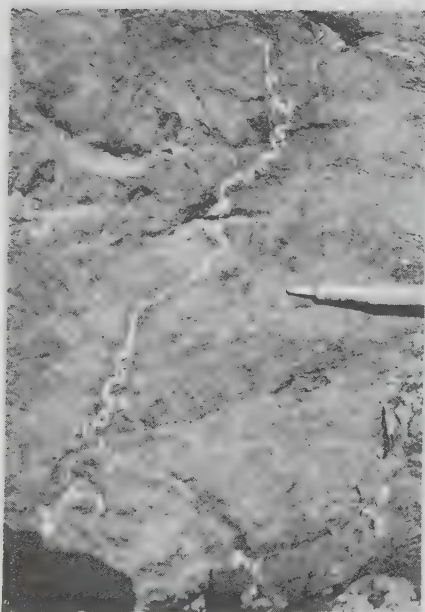
1



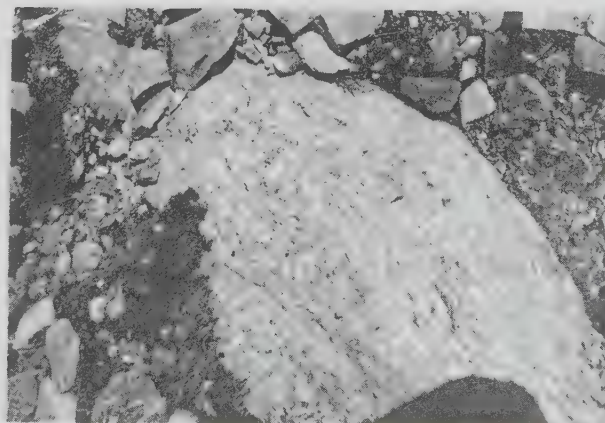
2



3



5

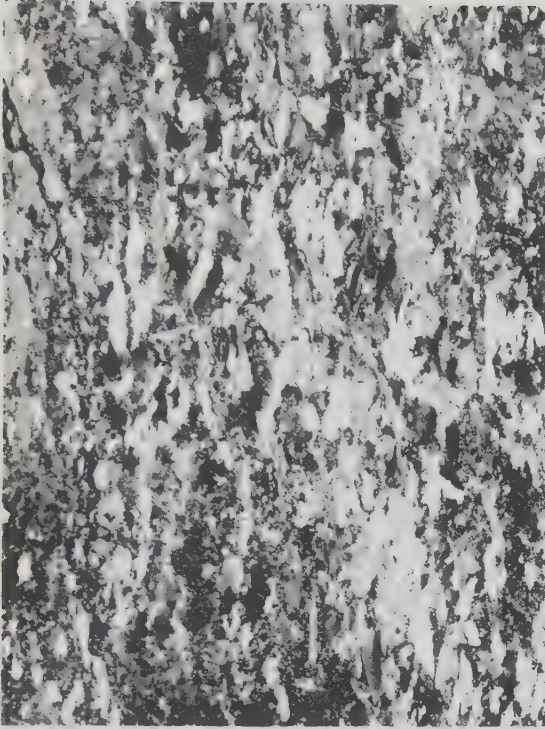


4

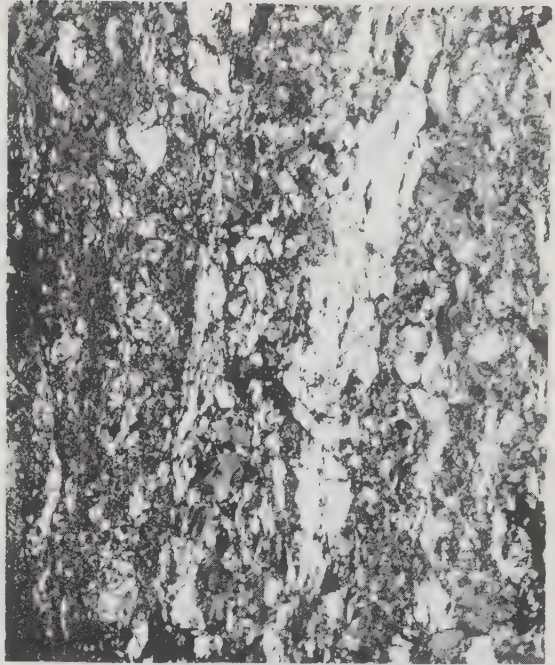
Planche XXIV

Linéament de La Pilatte (micrographies)

1. - Texture blastomylonitique des leptynites de La Pilatte caractérisée par la blastèse du quartz orienté. Le reste de la roche est très altéré. C'est dans ce type de roche que l'on trouve encore des plagioclases antiperthitiques (S.E435, LP x 7,6) (B 71 341).
2. - Evolution de la texture précédente : texture mylonitique bréchoïde (S.E422, LP x 5,2) (B 71 342).
3. - Ultramylonite au sein des leptynites (S.E421, LN x 7,6) (B 71 343).
4. - Plagioclase antiperthitique dans les leptynites de La Pilatte (S.E434-2, LP x 56) (B 71 344).



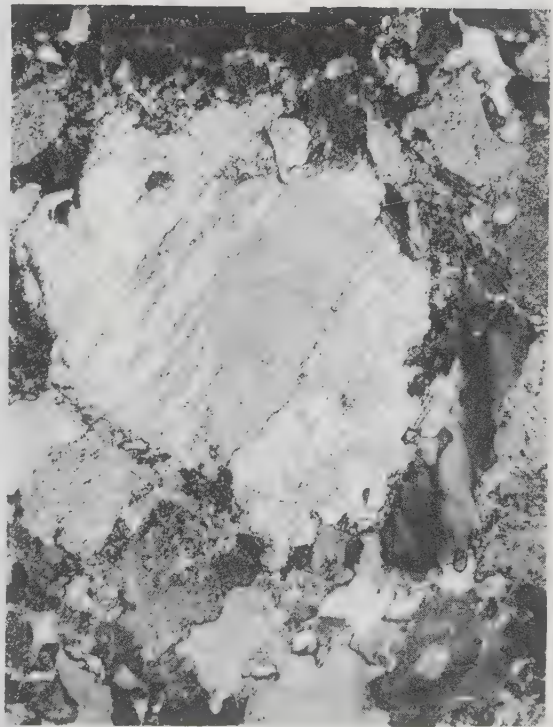
1



2



3



4

Planche XXV

Formations de La Lavey

1. Vue d'ensemble du vallon de La Lavey depuis le sommet de la Cime du Vallon (3409 m) situé au Sud de ce vallon. On reconnaît de gauche à droite :

rive gauche	{	S	: Branche occidentale du glacier des Sellettes
		M	: Pointe Maximin (3303 m)
		A	: Aiguille des Arias (3403 m) (au second plan)
		O	: Aiguille d'Olan (3371 m)
		C	: Tête de La Caborne (2840 m)
		r	: Refuge de La Lavey ("1797")
rive droite	{	J	: Pointe Jeanne (3243 m)
		F	: Fétoules (3459 m)
		E	: Etret (3559 m)
		v	: Col du Vallon des Etages
		l	: Glacier de La Lavey et lac glaciaire créé par le retrait récent du glacier.

On voit bien le torrent de La Muande qui draine le Vallon de La Lavey et se jette dans le Vénéon invisible sur ce panorama.

Au second plan se détachent quelques sommets du Haut-Dauphiné :

Mz	: Muzelle
L	: Luranouire
P	: Aiguille du Plat-de-La-Selle (et Mont-de-Lans derrière)
R	: Rateau
Mj	: Meije
G	: Grande-Ruine
B	: Aiguille de La Bérarde.

A l'horizon, par-dessus la plaine d'Oisans on distingue les massifs de Belledonne et des Grandes-Rousses.

La structure très simple de ces formations se distingue bien à gauche dans les polis glaciaires sous le glacier des Sellettes (E 67 069-13 à 17).

2. Amphibolite rubanée au Nord-Ouest du Col de Pacave, 2780 m. Alternance de bancs amphiboliques et de bancs granitoïdes transectant parfois les structures (E 70 068 - 27).
3. - Détail du même affleurement (E 70 068 - 28).



1



2

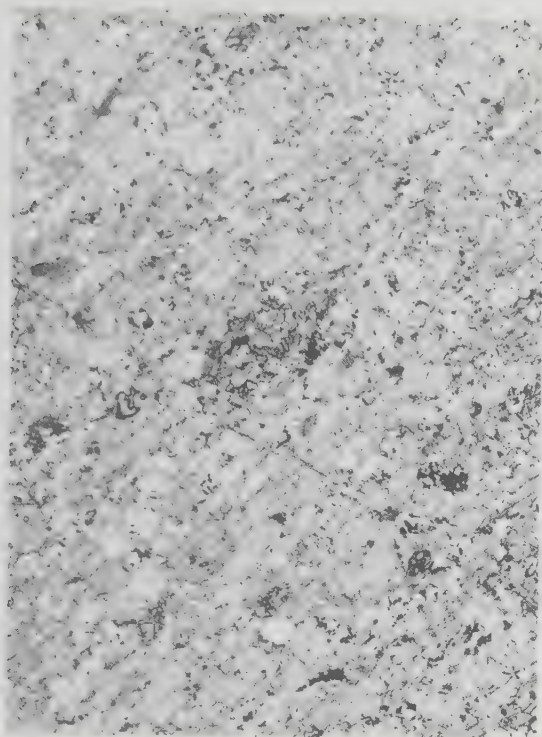


3

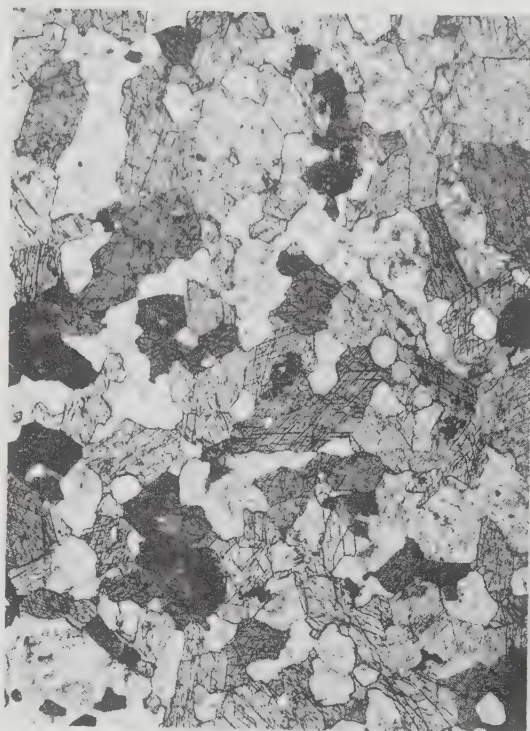
Planche XXVI

Amphibolites compactes (micrographies)

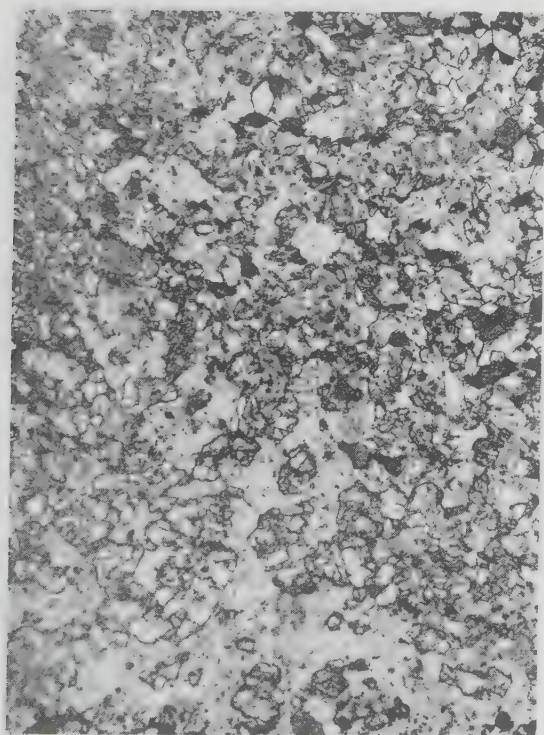
1. - Amphibolite à hornblende verte, plagioclase et quartz. Amas de sphène au centre (A.T43*, LN x 7,6) (B 71 168).
2. - Amphibolite à hastingsite, plagioclase et minéral (S.G43*, LN x 16) (B 71 173).
3. - Amphibolite à hornblende vert-olive, augite et plagioclase complètement altéré (D.L3A, LN x 16) (B 71 172).
4. - Amphibolite à hornblende verte, grenat, plagioclase et minéral. (A.Y81, LN x 7,6) (B 71 169).



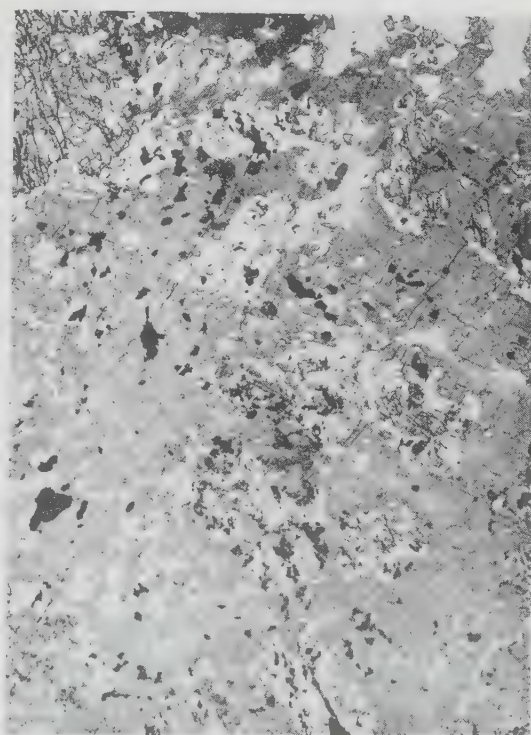
1



2



3



4

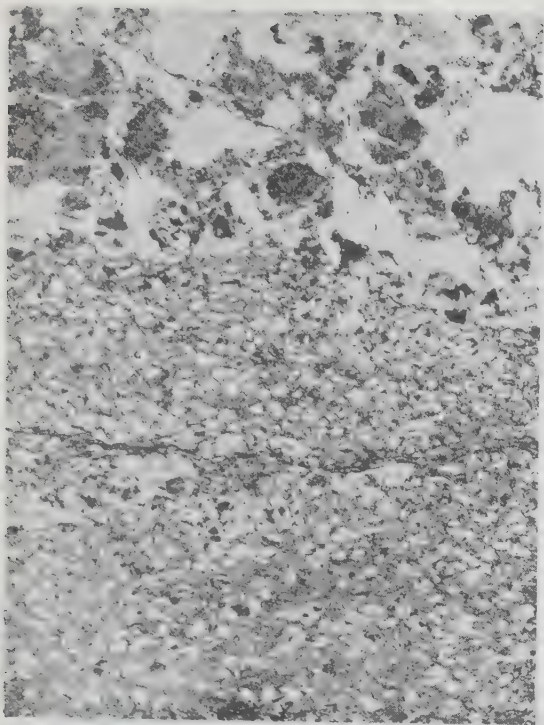
Planche XXVII

Amphibolites litées et rubanées (micrographies)

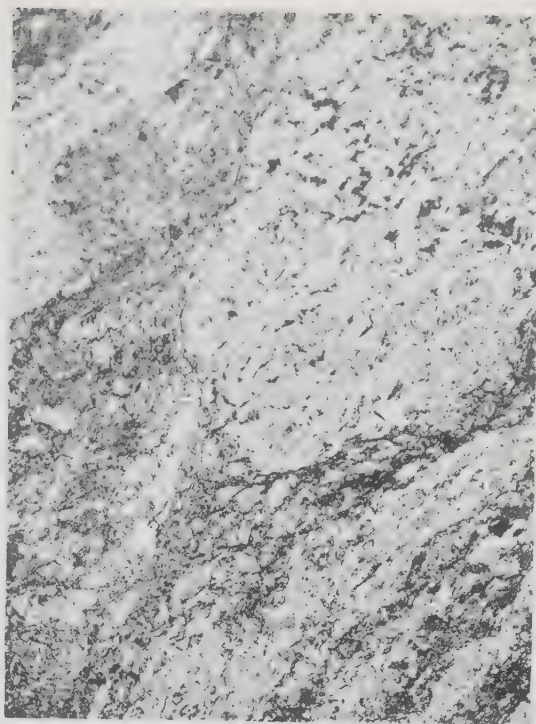
1. - Micrographie d'une amphibolite litée montrant le passage continu depuis une amphibolite fine (à gauche) à une quartzodiorite micacée (à droite) par l'intermédiaire d'un micaschiste à biotite. Traces postérieures de glissements (P.A43, LN x 5,2) (B 71 177).
2. - Pli à schistosité de plan axial dans une amphibolite micacée du cirque sud du Grun de Saint-Maurice (B.B3B, LN x 5,2) (B 71 170).

Gneiss amphiboliques (micrographies)

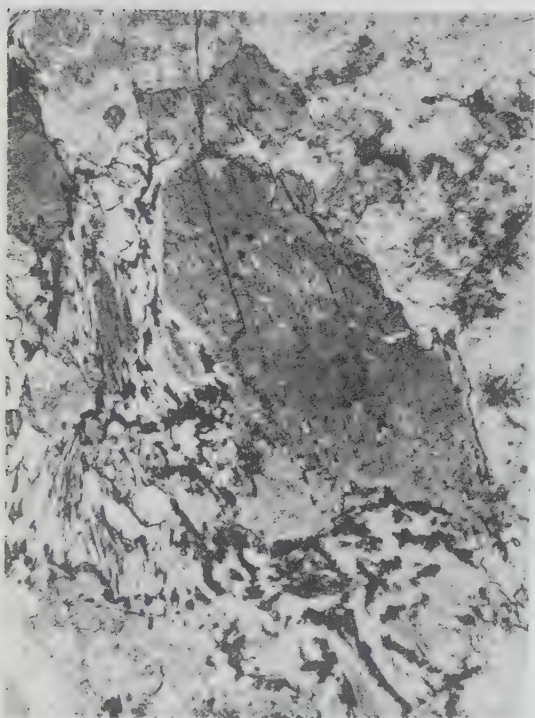
3. - Cristal d'amphibole (hornblende verte) remplacée par une biotite elle-même altérée en chlorite, épidote et minerais. L'amphibole est décolorée sur son pourtour. Le plagioclase est altéré (P.G31a, LN x 29,6) (B 71 184).
4. - Autre aspect de l'altération de l'amphibole par décoloration et passage progressif à une chlorite (P.G31a, LP x 27,2) (B 71 185).



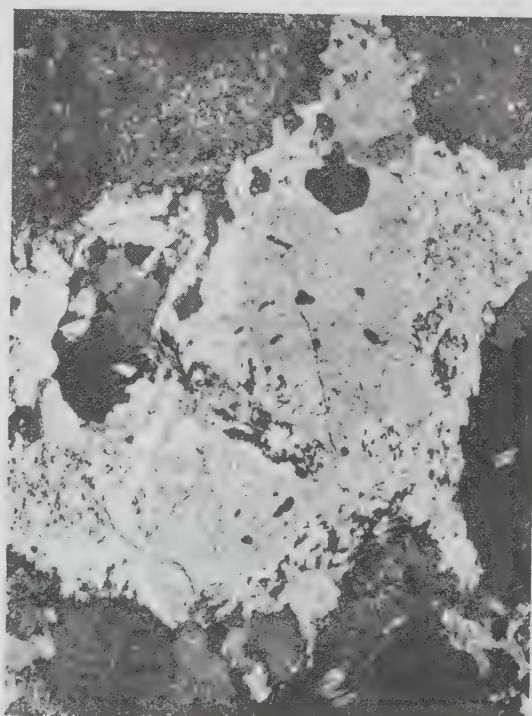
1



2



3



4

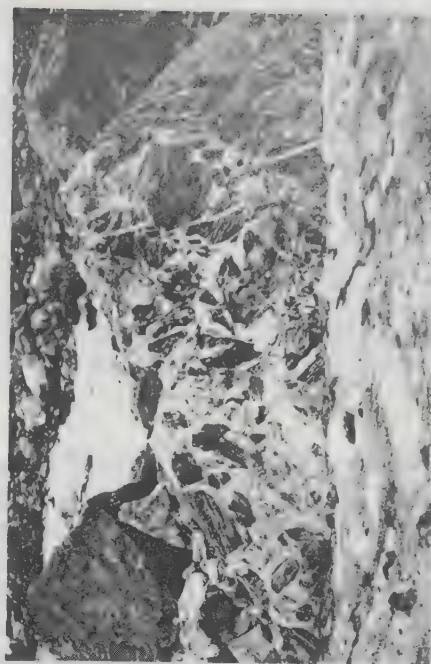
Planche XXVIII

Agmatites amphiboliques

1. à 3. - Différents aspects des agmatites amphiboliques plus ou moins envahies par la matière granitique.
1. - Type le plus granitisé. Des blocs de nature variée sont disséminés au milieu d'un matériel équant où quelques alignements micacés subsistent et donnent l'impression de coups de pinceaux. On note que deux blocs voisins peuvent être de nature différente ; cet affleurement montre toutefois la nette prédominance des blocs d'amphibolites rubanées. Dans la matière granitoïde, on remarque un semis de cristaux automorphes de feldspath, de densité variable. Col des Fétoules (cliché J. Biju - Duval).
2. - Affleurement d'agmatites amphiboliques beaucoup moins riches en matière granitoïde. Traînée d'enclaves amphiboliques reliant les blocs les uns aux autres (3410 m au Nord du Refuge de l'Aigle) (cliché J. Biju - Duval).
3. - Agmatite complexe au coeur d'un pli. Des enclaves sombres sont emballées dans une matière dioritique elle-même découpée par un réseau aplopegmatitique (même localisation que 2.).
4. - Bloc éboulé de la face nord nord-ouest de l'Olan où un petit niveau leptynitique permet de reconstituer le puzzle apparemment désordonné des enclaves amphiboliques (E 70 033 - 36).



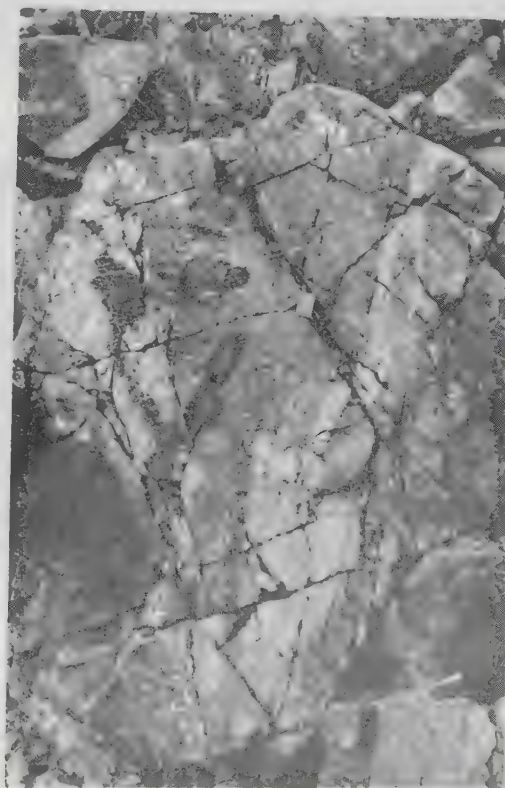
2



4



1

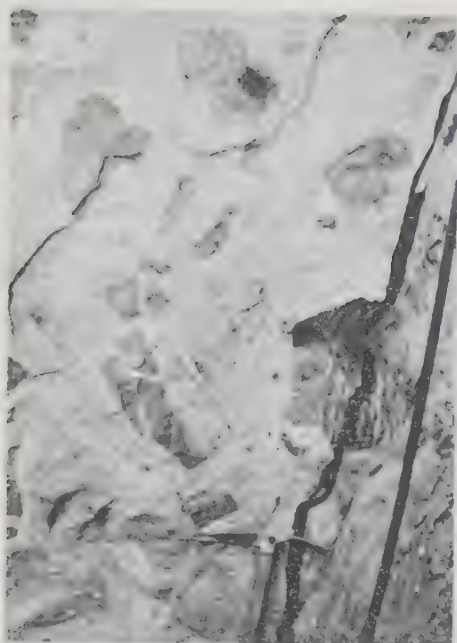


3

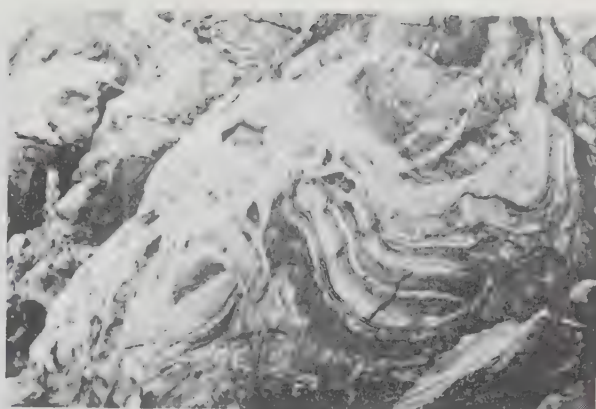
Planche XXIX

Agmatites amphiboliques

1. - Agmatite amphibolique du versant ouest du col des Fétoules (3070 m). Variété de la nature des blocs. On remarque surtout l'éclatement du bloc central par des filonnets aplitiques. L'un de ceux-ci traverse tout le cliché de bas en haut ; il correspond à une petite fracture dont les deux lèvres ont coulissé (E 68 059 - 12).
2. - Bloc lité, amphibolique pour un tiers, gneissique à biotite pour les deux autres tiers. On note la forme générale arrondie aux angles, la couronne pegmatitique incomplète et l'insinuation des lits granitiques dans le bloc. Cliché pris à 60 cm de l'affleurement, à l'Ouest du col des Fétoules, 3070 m (E 68 059 - 15).
3. - Agmatite à blocs de tailles variables. Le plus gros à droite, formé d'amphibolite et de leptynite alternant est fortement plissé. C'est un cas assez rare (Nord-Ouest du col de Pacave, 2800 m) (E 70 068 - 29).
4. - Détail de l'affleurement précédent : bloc amphibolique assez anguleux, ceinturé par une couronne pegmatitique à contours flous (E 70 068 - 30).
5. - Agmatite amphibolique provenant de la face ouest Says-Gioberney. On remarque l'importance du mobilisat granitoïde et la grande variabilité de son grain et de sa composition. En haut à gauche, un bloc amphibolique s'est presque totalement "fondu" dans le mobilisat, tandis que d'autres blocs plus petits et plus sombres ont mieux résisté. Sous le marteau, bloc d'amphibolite compacte ; au-dessus, bloc lité traversé par un filonnet granitique (cirque du Vaccivier) (B 71 299).



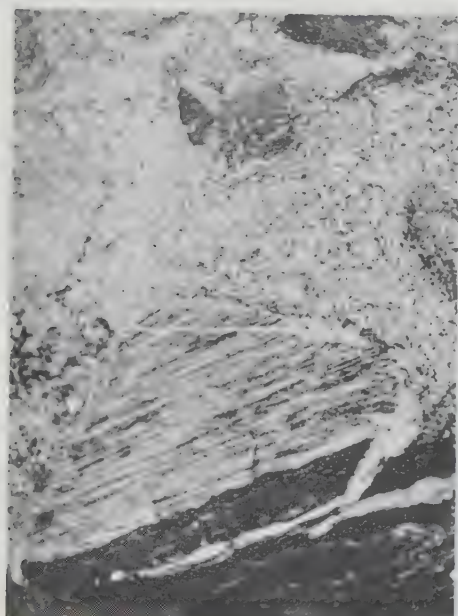
1



3



4



2



5

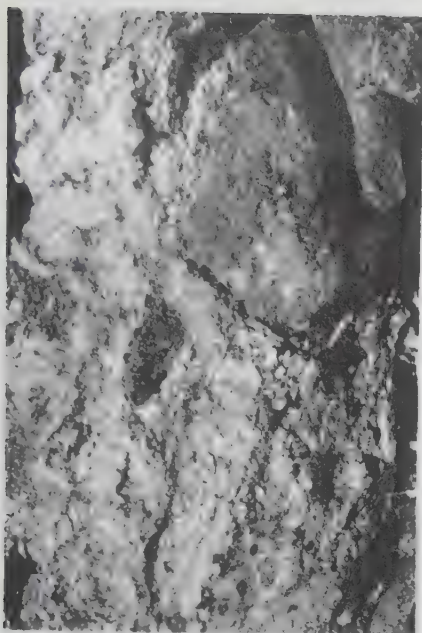
Planche XXX

Agmatites amphiboliques

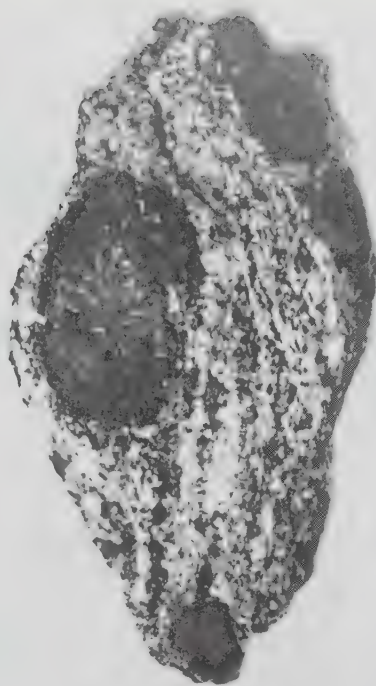
1. - Bloc d'amphibolite compacte à l'Ouest du col des Fétoules. Noter la forme arrondie du bloc et les schlierens micacés qui parcourent la matière granitique leucocrate (3070 m) (E 68 059 - 13).
2. - Début d'agmatisation des amphibolites rubanées du pied Est du glacier du Tabuchet. On note le début de boudinage des bancs amphiboliques. Les filonnets aplitiques se disposent de préférence selon la foliation (2650 m) (E 70 069 - 36).

Boules amphiboliques

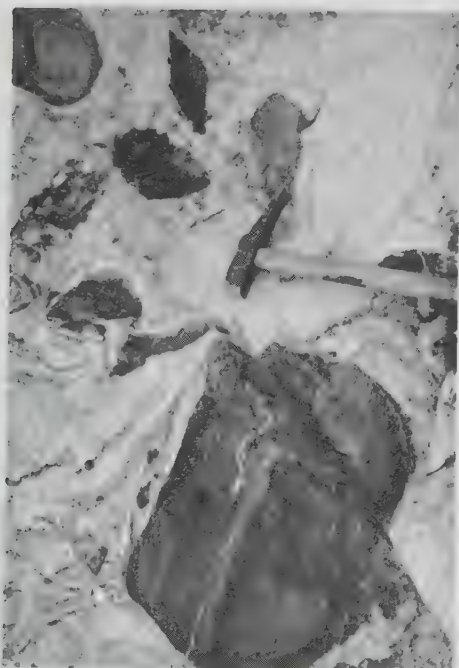
3. - Aspect à l'affleurement d'une boule d'une quinzaine de centimètres de longueur, Ouest du Col de Sellar vers 2900 m (B 71 145).
4. - Vue en coupe d'une boule amphibolique dont la structure radiaire apparaît nettement. Elle est enveloppée par un matériel dioritique orienté. (N.G8B*, moraine du glacier d'Olan vers 2700 m) (B 71 026).



3



4



1

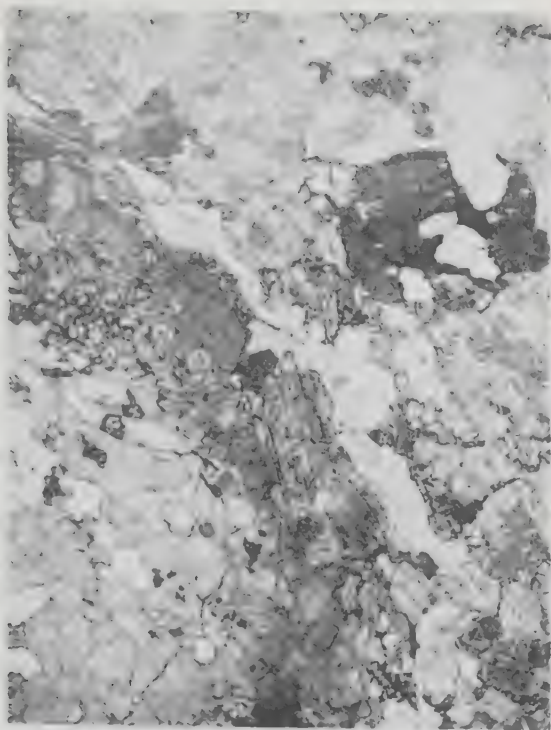


2

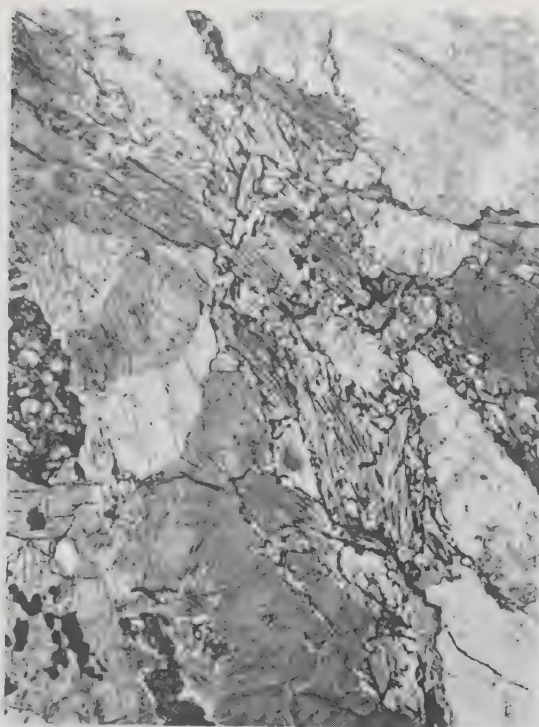
Planche XXXI

Boules amphiboliques (micrographies)

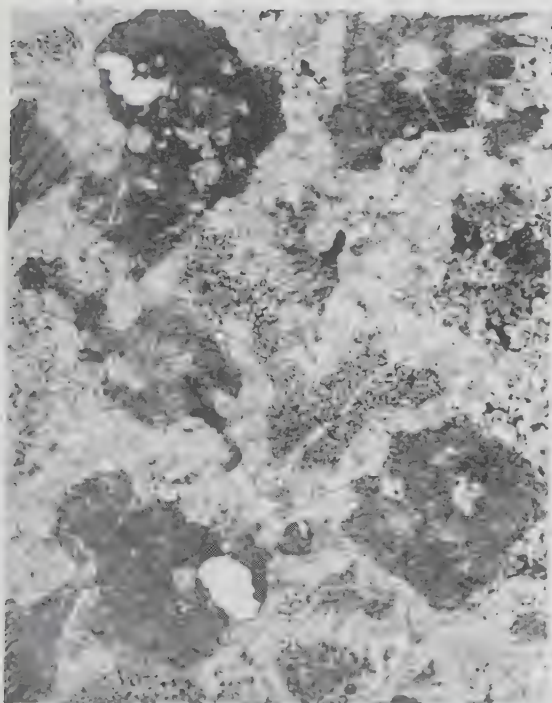
1. - Portion de boule emballée dans un matériel dioritique. Le coeur (e) est formé d'amphiboles peu colorées ; il est enveloppé par une couronne (c) de hornblende verte disposée parallèlement à la surface de la boule. Au contact de ces deux zones apparaît une augite amyboïde et des oxydes de fer. Une enveloppe fine et discontinue de biotite (a) limite la boule. On remarque le liseré leucocrate développé au contact de la boule et du matériel dioritique (N.G8Ba, LN x 5,2) (B 71 151).
2. - Détail de l'écorce biotitique discontinue (a) (N.G8Ba, LN x 21,6) (B 71 152).
3. - Coeur d'une boule formé de grands cristaux d'augite à tendance automorphe, disséminés dans un damier d'actinote à grain fin. On remarque les plages lobées formées de minerais et de spinelle vert (+ actinote, calcite et chlorite) (N.H8Fb, LN x 7,6) (B 71 146).
4. - Détail des plages lobées à association graphique de minerais et de spinelle (N.H8Fa, LN x 21,6) (B 71 153).



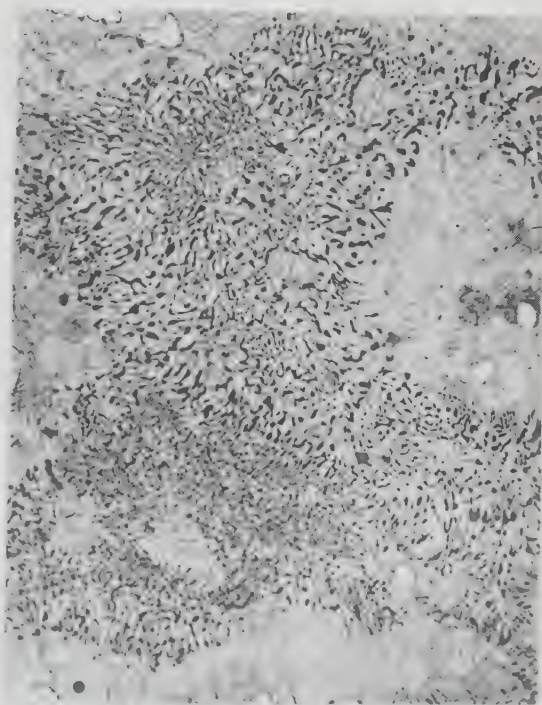
1



2



3



4

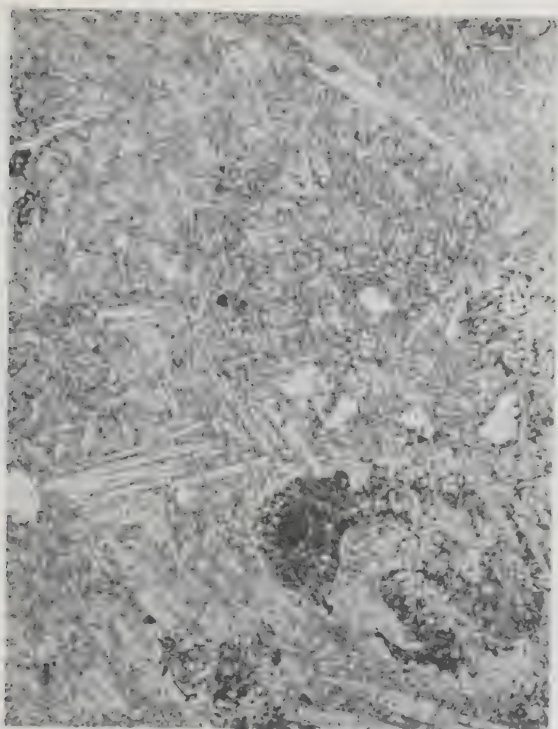
Planche XXXII

Cipolins (micrographies)

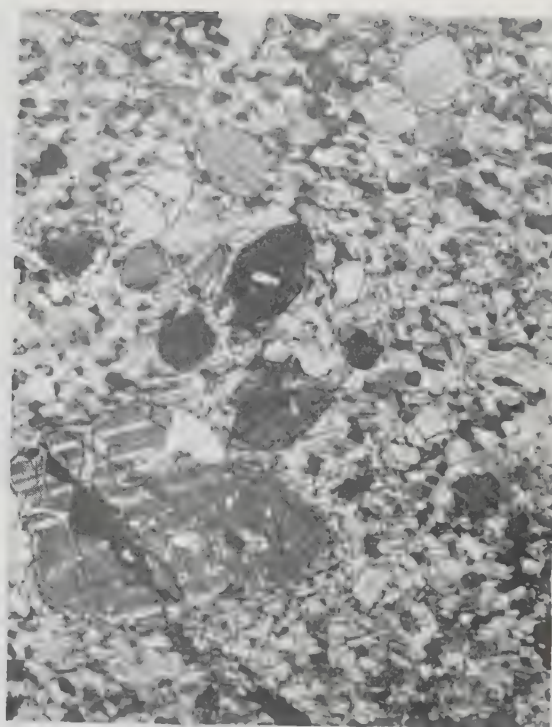
1. - Cipolin à trémolite et nids d'oxydes (ex-pyroxène ?) (N.D7B*, LN x 9,2) (B 71 179).
2. - Cipolin à pyroxène (P.G4A, LP x 9,2) (B 71 180).

Micaschistes de La Lavey (micrographies)

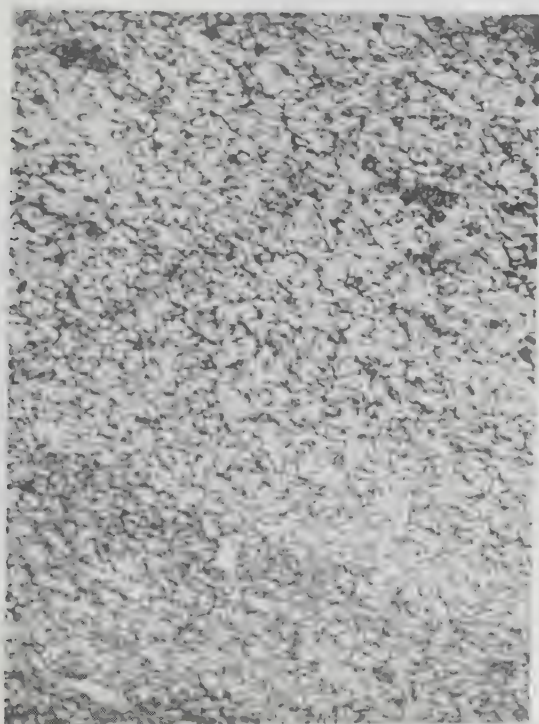
3. - Exemple typique de micaschiste à biotite et grenat, plus ou moins micacé (N.A88, LN x 5,2) (B 71 189).
4. - Micaschiste à biotite, sillimanite et cordiérite. On note le grain plus fort de la partie à cordiérite (N.A77, LN x 24,8) (B 71 191).



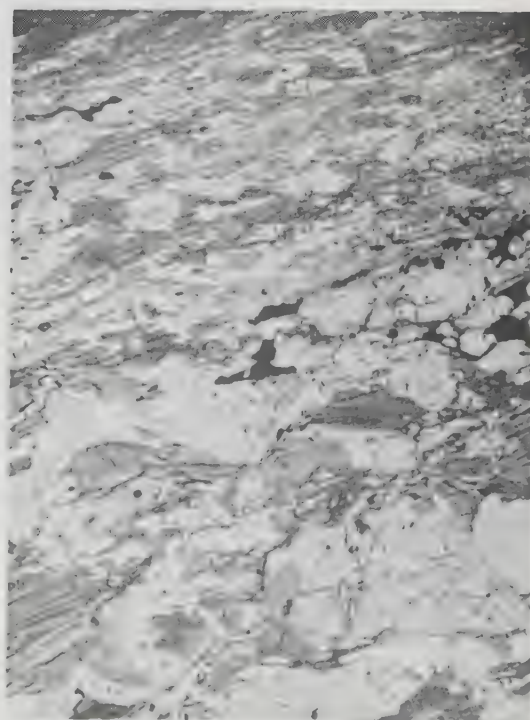
1



2



3



4

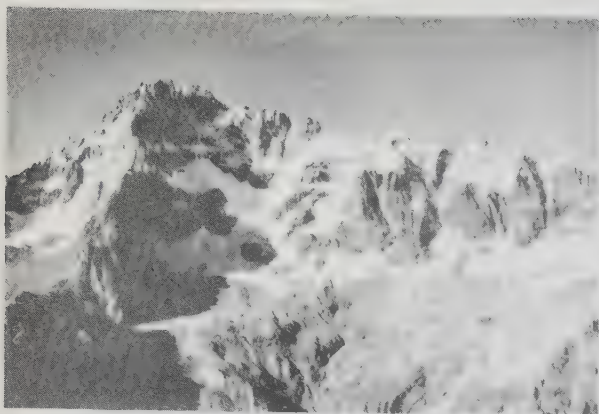
Planche XXXIII

Gneiss ocellés amphiboliques de l'Olan

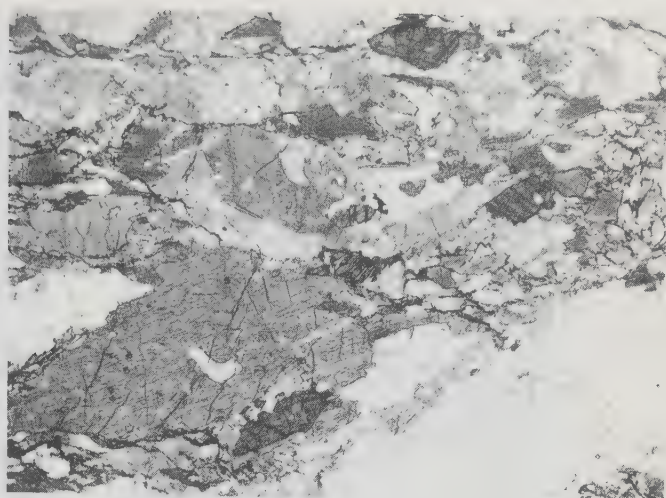
1. - Vue aérienne de l'Olan (3564 m) depuis le Sud. Les gneiss ocellés amphiboliques constituent la longue crête Est qui se découpe sur le ciel. Le Pic Vincent (3318 m) est au centre de ce cliché (E 68 063 - 21a).
2. - Micrographie d'un lit mélanocrate de gneiss ocellé amphibolique avec l'association amphibole - biotite - sphène (A.W45, LN x 16) (B 71 012).
3. - Surface polie d'un gneiss ocellé amphibolique (x 0,8) (B 71 029).

Formations non-amphiboliques de La Lavey

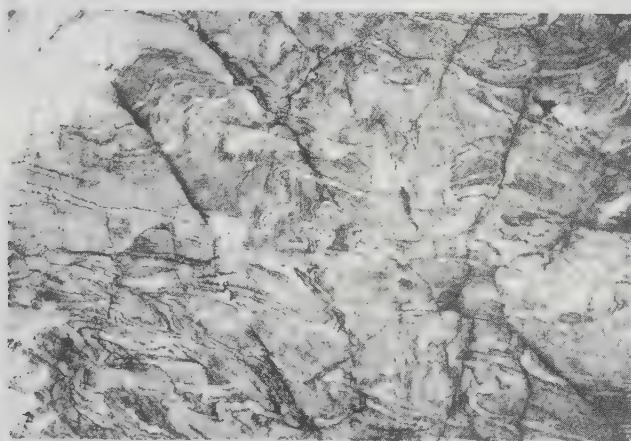
4. - Multiples replis dans un micaschiste à grain fin, à alternances leptynitiques et micacées (1280 m environ dans la falaise qui domine les Ribes, rive droite en aval de La Chapelle-en-Valgaudemar) (E 68 060 - 26).
5. - Gneiss à grenat plissoté, surface polie (S.I42, x 0,8, col du Sellar, 3088 m) (B 71 027).



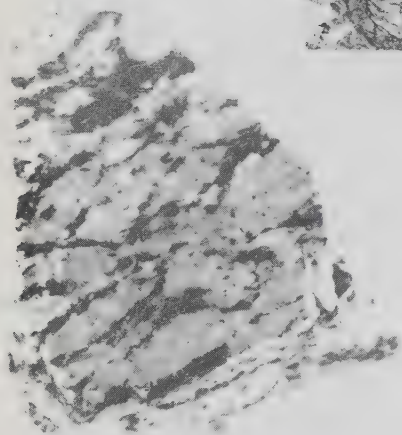
1



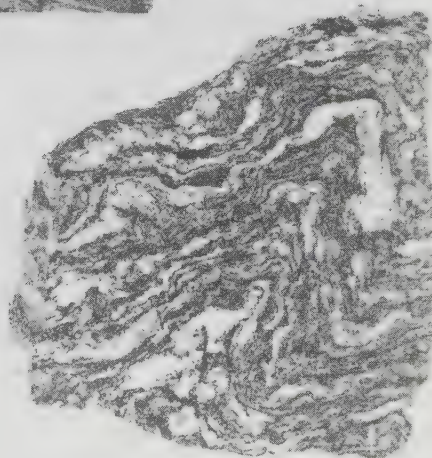
2



4



3

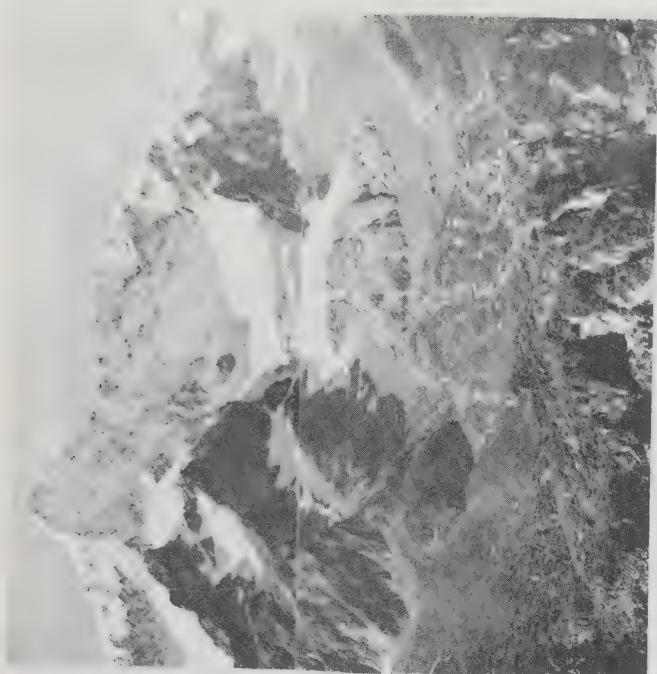


5

Planche XXXIV

Porphyroïdes et gneiss ocellaires

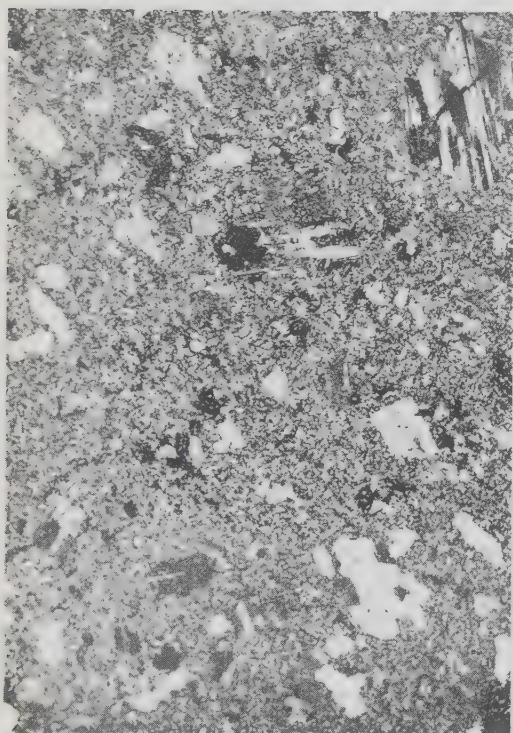
1. - Le cirque de l'Alpe-du-Pin et Laurantour vus depuis Saint-Christophe (le sommet principal, 3323 m, est à droite, en haut de la grande pente de neige). Au pied du glacier affleurent les amphibolites de La Lavey. Les porphyroïdes se rencontrent notamment au pied Est de la grande arête qui descend sur la gauche de la photo (notamment au petit névé coupé par le bord du cliché) (E 68 054 - 9 et 10).
2. - Affleurement caractéristique des sentiers de l'Alpe-du-Pin (A.V57*, 1540 m). Au centre du cliché, masse porphyroïde lenticulaire légèrement schistifiée. En bas du cliché on la voit passer progressivement à des gneiss à ocelles feldspathiques. A gauche apparaît une masse pegmatitique (cf. 3-) (E 68 060 - 4).
3. - Détail du cliché précédent montrant la bande pegmatitique schistifiée qui semble pénétrer dans la masse porphyroïde. De l'autre côté de la bande sombre (fracture) les gneiss ocellaires réapparaissent d'ailleurs (E 68 060 - 5).
4. - Micrographie de la porphyroïde feldspathique des affleurements précédents. Le fond a entièrement recristallisé mais la schistification est à peine visible (A.V57*, LP x 5,2) (B 71 379).



1



3



4

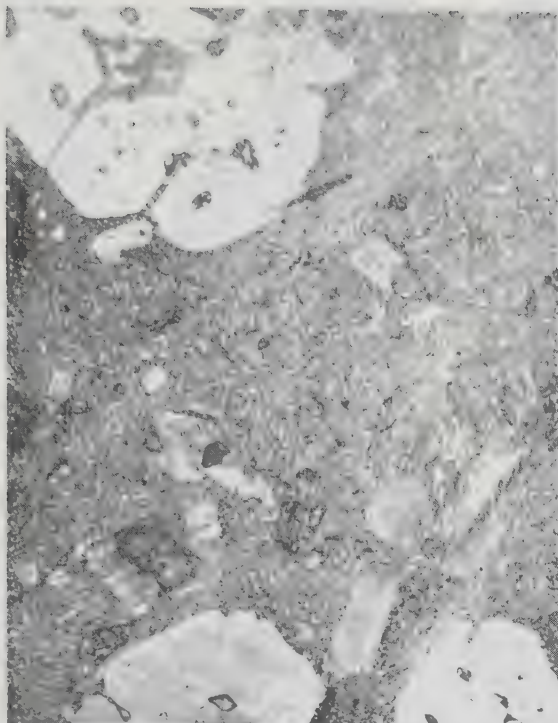


2

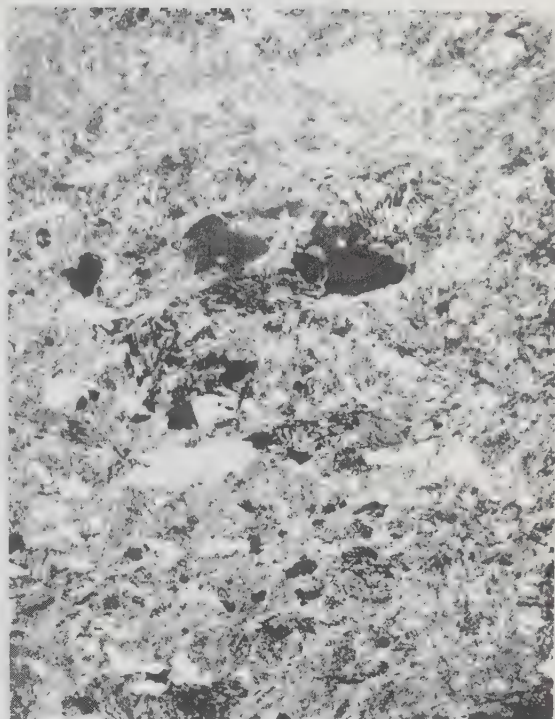
Planche XXXV

Porphyroïdes et gneiss ocellaires (micrographies)

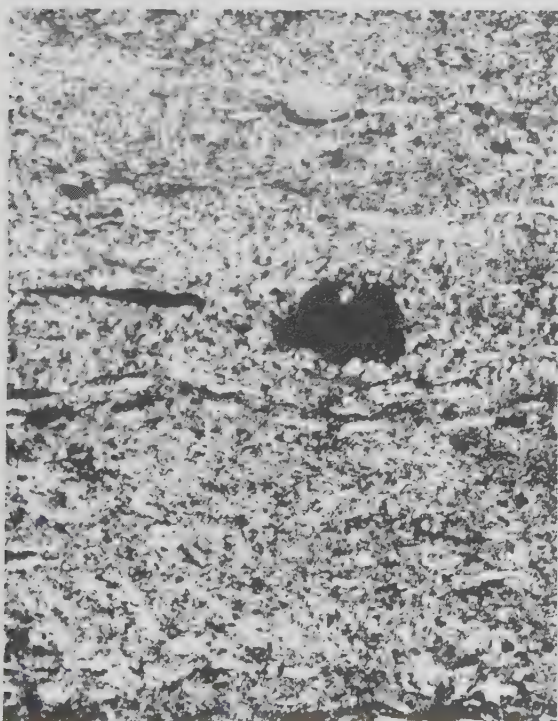
1. - Porphyroïde (rhyodacite) à gros quartz globuleux avec golfes de corrosion. Les phénocristaux de plagioclase altéré (séricite + calcite) se confondent presque avec la mésostase. Celle-ci a recristallisé ; on remarque bien l'orientation des produits micacés, mais il n'est pas toujours facile de faire la part entre l'orientation secondaire et la texture fluidale qui apparaît parfois (A.V51, LP x 5,2) (B 71 378).
2. - Porphyroïde écrasée, le quartz conserve ses golfes rentrants, les feldspaths à quelques exceptions près sont totalement remplacés par des produits micacés, la mésostase a plus nettement recristallisé (A.Q48*, LP x 12,8) (B 71 383).
3. et 4. - Tuf acide écrasé dans lequel les cristaux de quartz allongés en fuseaux ressemblent à ceux du linéament granulitique de La Pilatte. La plupart des feldspaths sont complètement altérés. Chacun de ces clichés en présente un qui subsiste (A.US et A.U54*, LP x 7,6) (B 71 381 et 382).



1



2



3



4

Planche XXXVI

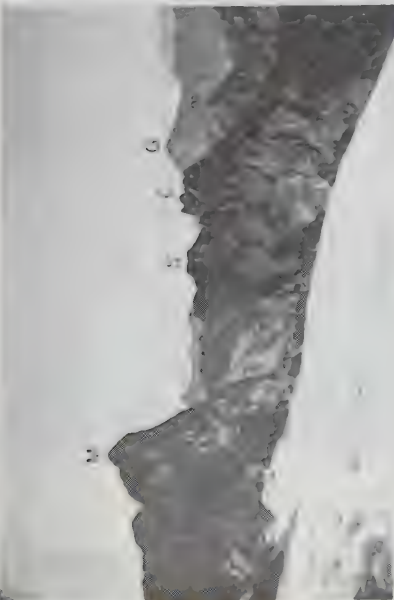
Granite de Colle-Blanche

1. - Le massif de Colle-Blanche vu depuis la deuxième tête de Mal-Cros (3084 m).

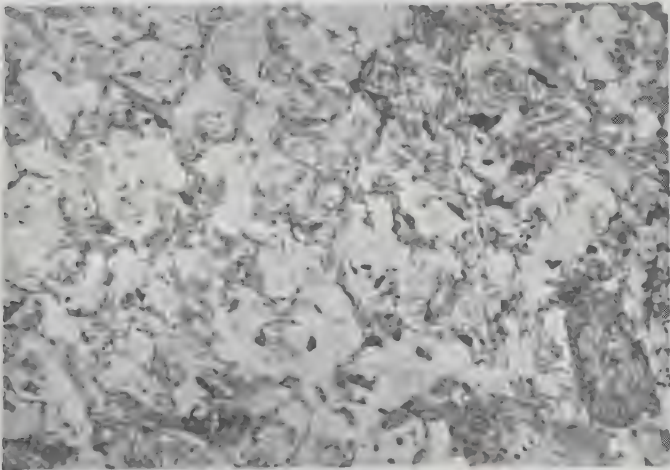
C : Pic de Colle-Blanche (2975 m)
S : Pic de La Saume (2941 m)
M : Pic de Mal-Cros ("3116,6"), portion d'écaillage en granite de Colle-Blanche flottant sur les micaschistes de la zone corticale.
m : Cône des Moutières (2674 m) en granite.
G : Grun de Saint-Maurice (2776 m) (en granite porphyroïde à deux micas (cf. deuxième partie, chapitre I, B-IX).

(E 63 087 - 23).

2. - Pic de Colle-Blanche (2975 m) vu depuis le Sud. A gauche, Pic de La Saume (2941 m). Entre les deux, col où aboutit le torrent des Dalles-Noires, trace de la faille alpine qui limite le granite à l'Ouest. L'écaillage à la base du Pic de Colle-Blanche passe sous les éboulis et coupe la rive gauche du torrent qu'il atteint un peu au-dessus du névé (cliché aérien) (E 68 062 - 1).
3. - Enclave amphibolique emballée dans le granite de Colle-Blanche près de la bordure de celui-ci. Un filonnet pegmatitique leucocrate le recoupe et se prolonge dans le granite vers le haut (E 63 078 - 11).
4. - Bouffées granitiques claires dans le granite à amphibole de Colle-Blanche. A la partie supérieure, filon pegmatitique tardif. (O.G66, pied sud-ouest de la crête de Pian, 2320 m) (E 64 092).
5. - Aspect typique du granite à amphibole de Colle-Blanche. Présence d'enclaves plus sombres et plus micacées atteignant 60 cm de longueur, non alignées mais toutes allongées dans le même plan. Le granite à amphibole lui-même forme une masse beaucoup plus grande que celle du cliché, emballée par un granite plus clair (cf. 4) ; de ce dernier partent les filons à tendance pegmatitique qui traversent le granite à amphibole et les enclaves (O.G54, chemin de Molines au col de Fontfroide, 2440 m) (E 63 078 - 13).
6. - Granite à amphibole de Colle-Blanche. Plagioclases zonés et altérés, amphibole subautomorphe altérée en bas à gauche (O.G53, LN x 5,2) (B 71 436).



1



6



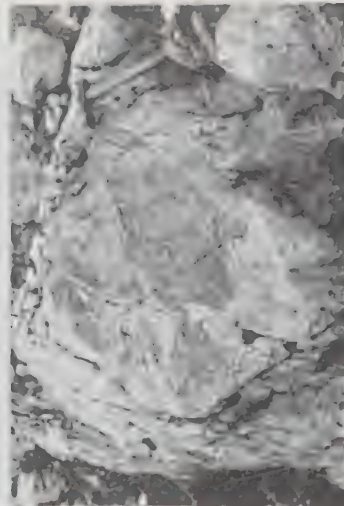
2



3



5



4

Planche XXXVII

Granites du Bourg, d'Orgières et des Bans

1. - Vue aérienne du col de la Sée depuis le Sud-Ouest.

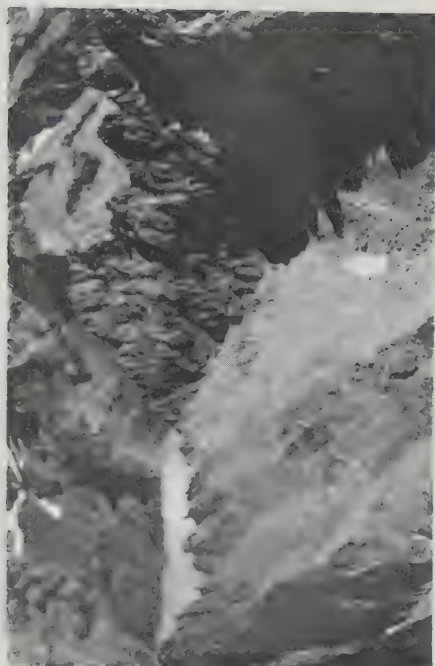
La différence de teinte entre les éboulis morainiques clairs à droite, et les éboulis plus sombres à gauche correspond au contact du granite de Turbat avec celui d'Orgières, qui, plus bas vient passer dans les falaises à l'ombre. La mer de nuages recouvre le fond du Valbonnais (E 68 063 - 12a).

2. - Enclave sombre de granite d'Orgières (pointe du piolet), emballée par le granite de Turbat (panne). Le granite de Turbat présente à certains endroits du contact une bordure de réaction claire et pegmatitique. On remarque mal sur ce cliché les filonnets qui s'échappent du granite de Turbat. On notera par contre le curieux découpage du contact (N. F49, Sud du col de la Sée, 2690 m) (E 68 061 - 23).

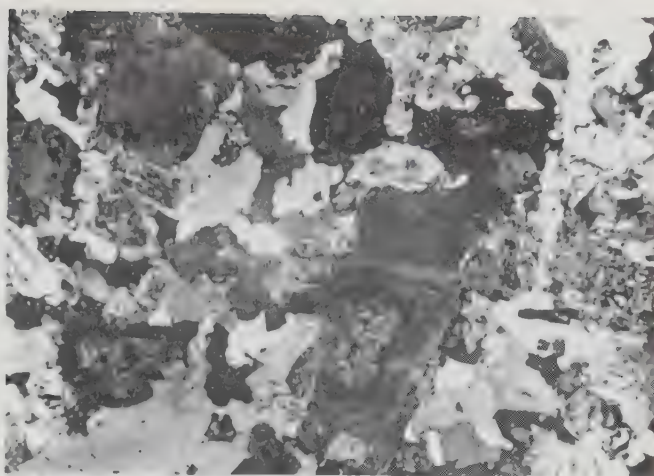
3. - Granite du Bourg (P. J41*, LP x 17,6) (B 68 233).

4. - Granite d'Orgières (N. F4E*, LN x 16) (B 70 240).

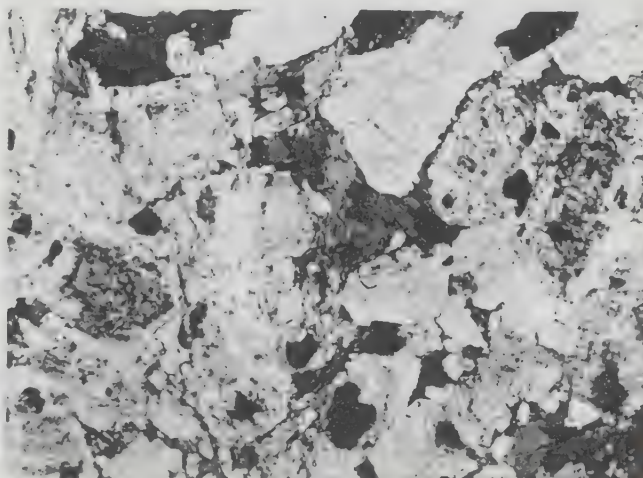
5. - Granite des Bans (S. G46, LN x 9,2) (B 71 006).



1



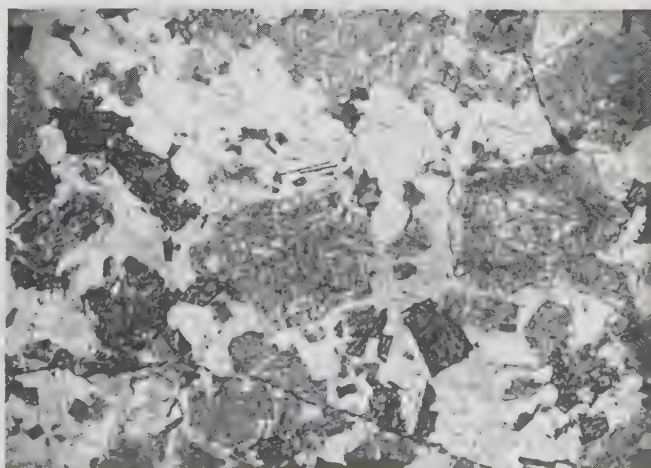
3



4



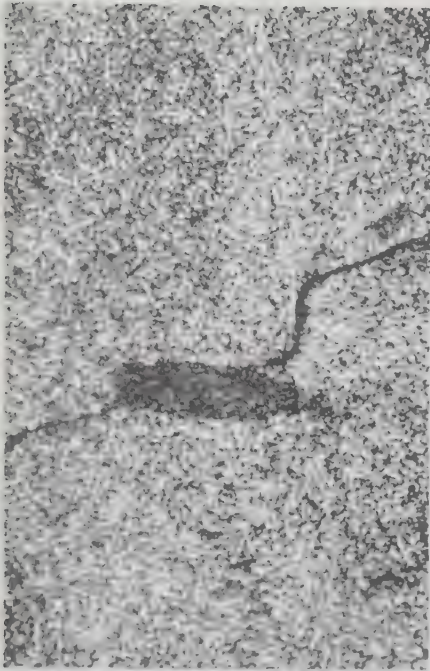
2



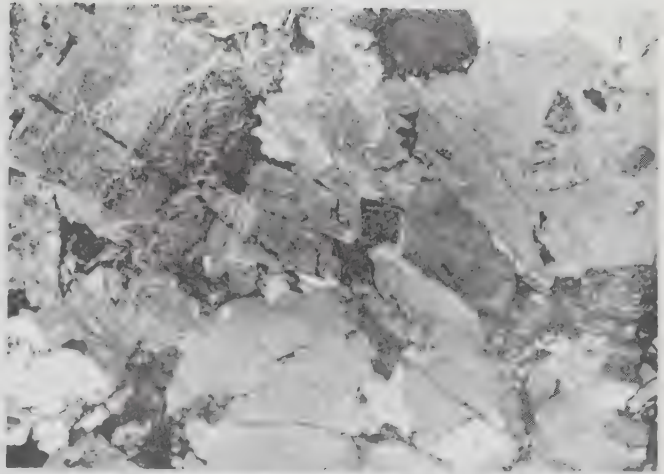
5

Planche XXXVIII

1. - Aspect macroscopique du granite d'Orgières. Le granite assez sombre possède de nombreuses enclaves surmicacées amphiboliques vaguement orientées. L'enclave centrale a environ 8 cm de longueur. Bloc de la moraine sud du col de la Sée, 2695 m (E 68 061 - 17).
2. - Granite du Bourg. Quartz, orthose, plagioclase et chlorite. L'intérêt particulier de cette micrographie réside dans les petits cristaux subautomorphes de plagioclase séricitisé en inclusion dans l'orthose saine (en bas) (N.H71, LP x 17,6) (B 68 221).
3. - Granite du Bourg. Cristal automorphe et maclé d'allanite. Ce minéral apparaît de façon systématique dans les granites du Bourg, d'Orgières et des Bans (P.J41, LP x 21,6) (B 68 235).
4. - Granite du Bourg. Restes de hornblende verte associée à de la chlorite (P.I41, LP x 48) (B 68 240).
5. - Aspect du granite porphyroïde de Pétarel près de sa bordure : enclave gneissique à gauche, et porphyroblastes automorphes de feldspath potassique orientés. Bloc en éboulis à l'Est des Flammes de Pétarel, 2190 m (E 64 092 - 5).



1



2



3



5



4

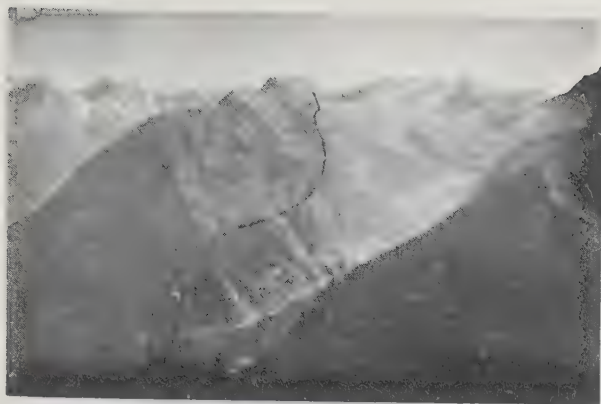
Planche XXXIX

Granite de Pétarel

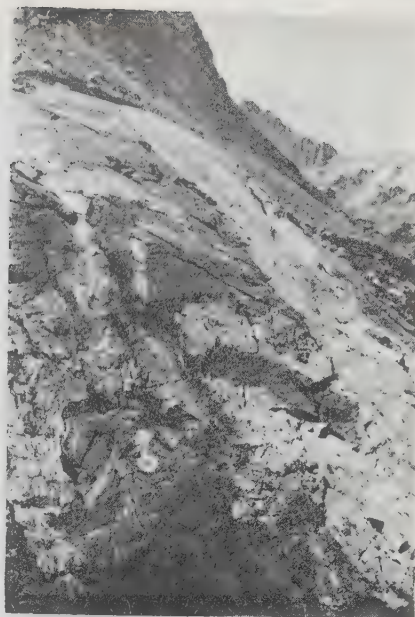
1. - Vue d'ensemble du massif de Pétarel depuis l'Ouest Nord-Ouest ; sa forme est bien soulignée par la morphologie. Le point culminant en est l'Aiguille du Midi-des-Andrieux ("2653,3"). A l'arrière plan à droite, massif de Parières (gneiss ocellés de Crupillouse) ; dans l'axe du cliché, le Sirac. Depuis le collet 2190 au nord du Bec de l'Aigle (E 70 068 - 8).
2. - Vue aérienne depuis le Sud-Ouest des lacs de Pétarel (à gauche) et de Cebeyras (à droite), où affleure le mieux le granite de Pétarel. Il constitue notamment la crête aux fines aiguilles déchiquetées : les Flammes de Pétarel.

Au Nord, le contact passe dans le dernier grand couloir de l'arête. Au Sud, il coupe l'extrémité du dernier lac de Cebeyras (extrême-droite) et suit un vague alignement peu visible sur la photo. Au fond, tracé rectiligne du Valgaudemar (E 70 067 - 29).

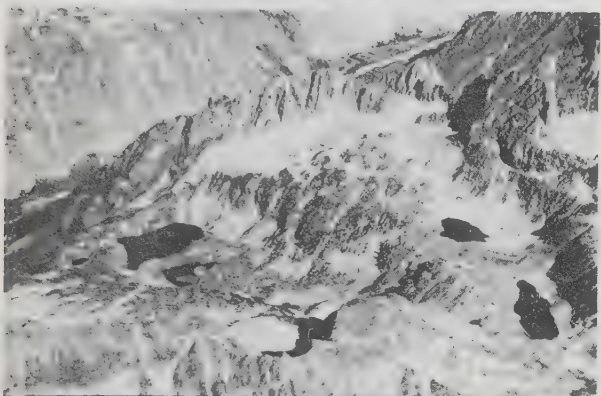
3. - L'encaissant du granite de Pétarel : septums gneissiques très contournés noyés dans une masse de granite aplitique. (O.C52, 2335 m au-dessus du lac supérieur de Cebeyras) (E 64 091 - 23).
4. - Bloc de l'enclave de cipolin à microcline. Les dents de cheval du feldspath sortent en relief sur le fond carbonaté de la roche. (E 68 069 - 17).
5. - Echantillon du cipolin avec un grand microcline automorphe maclé Carlsbad (x 0,8) (B 71 028).
6. - Micrographie de ce cipolin à calcite, microcline automorphe, chlorite, épidote et apatite (O.B42a, LN x 16) (B 70 238).



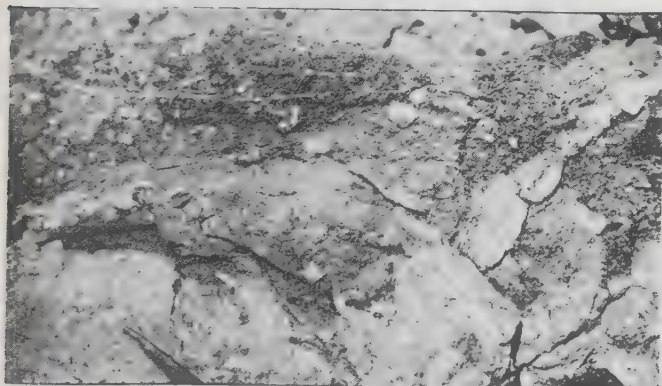
1



2



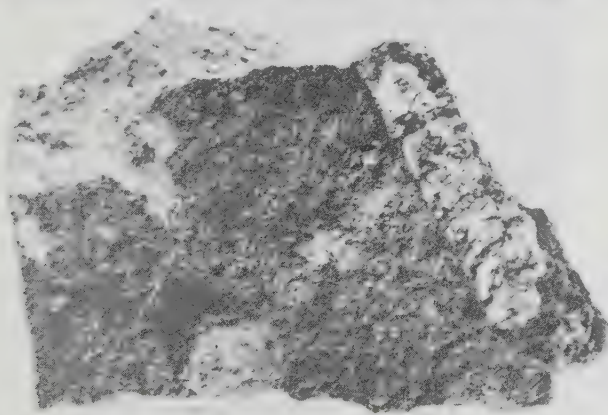
3



4



5



6

Planche XL

Granite de Turbat-Lauranoure

1. - Vue aérienne du Pic de Turbat (3023 m) depuis le Sud-Ouest. Granite leucocrate découpé par un réseau de cassures et de filons basiques. A l'arrière plan, derrière la vallée du Valjouffrey, crête Pointe Maximin (3303 m, au centre) ; Aiguille d'Olan (3371 m, à droite) (E 68 063 - 13a).
2. - Vue aérienne du contact du granite de Turbat dans la face sud-ouest de la Pointe Maximin (vers 2900 m). On remarque les gros filons de granite qui s'échappent vers le haut depuis le contact peu incliné ; ils sont de même nature que le granite (E 68 063 - 28a).
3. - Face nord des Arias (3403 m) et face ouest du Bec-du-Canard (3269 m, à gauche) vues depuis la Tête de Luranoure. La limite du granite se suit facilement (E 70 033 - 16).
4. - La crête du Valonnet vue depuis le sommet des Têtes de Luranoure (3323 m). L'arête de gauche est en granite. Le contact passe en rive gauche du couloir enneigé, franchit la crête et redescend dans le vallon de Lanchatra, invisible.

L : Aiguille de Lanchatra (2490 m)

C : Coche de Lanchatra (2328 m) formé d'un chapeau mésozoïque.

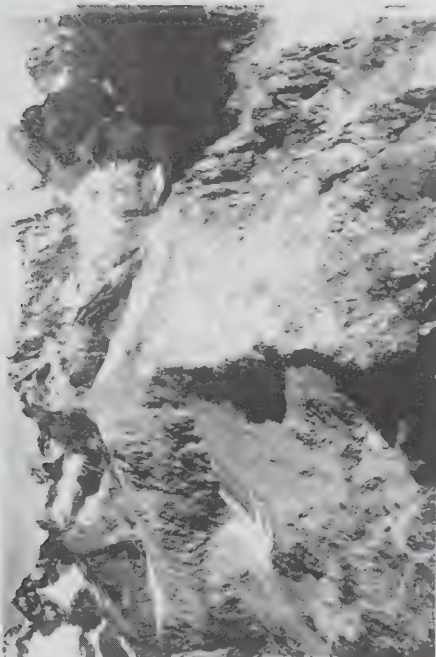
A sa gauche, on aperçoit les pentes gazonnées et les arrachements de la profonde suture triasico-liasique qui rejoint les Deux-Alpes (dans la grisaille à droite de C) (E 70 033 - 19).



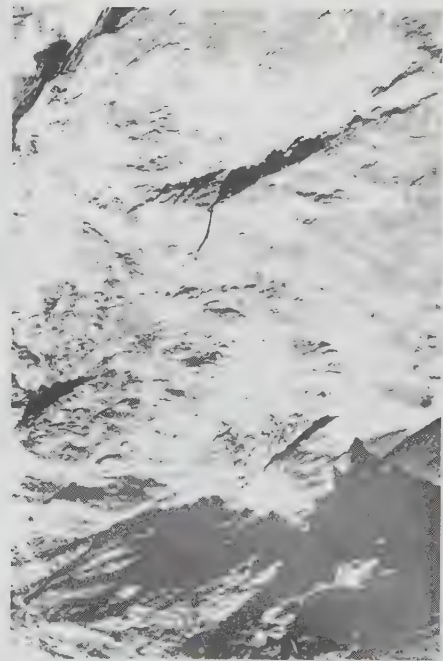
3



4



1

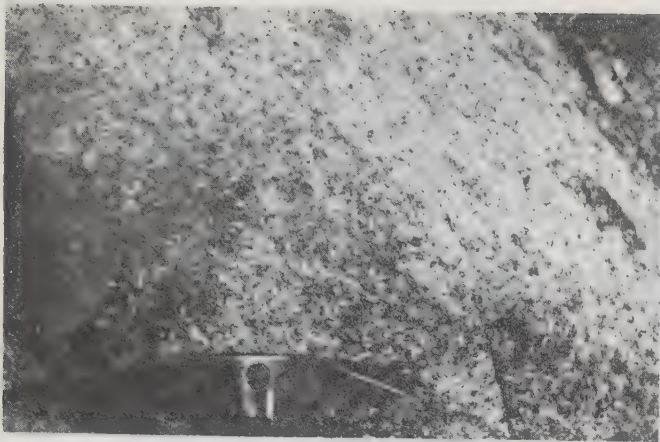


2

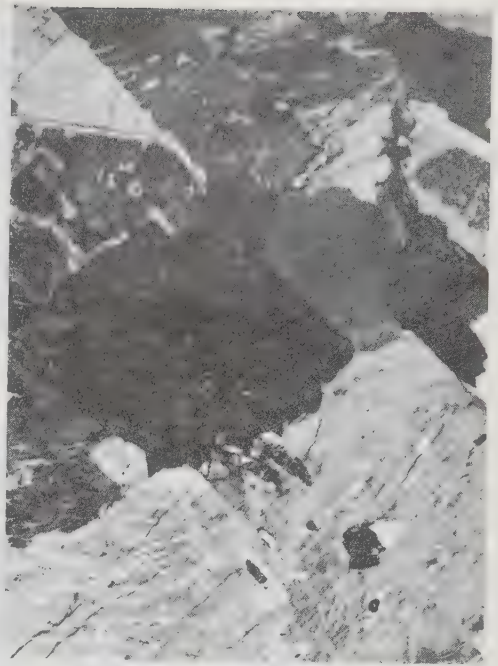
Planche XLI

Granite de Turbat-Lauranoure

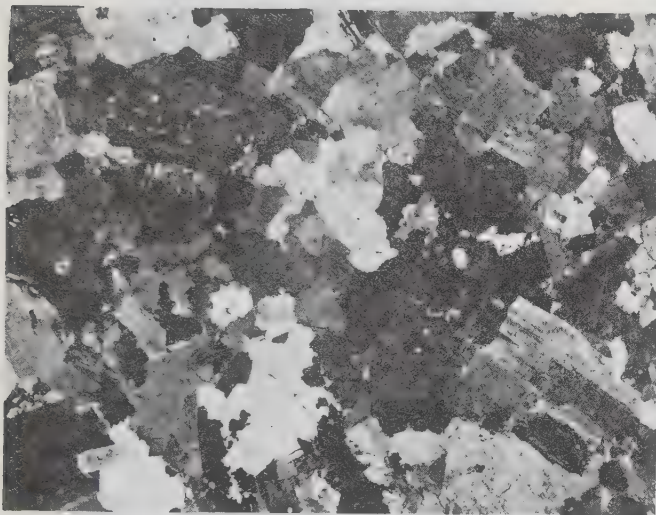
1. - Aspect typique du granite de Turbat à l'affleurement, Col de la Sée, 2760 m (E 68 061 - 19).
2. - Aspect typique du granite de Turbat-Lauranoure en lame mince (GT n°2, LP x 7,2) (B 64 088).
3. - Quartz globuleux dans le granite de Luranoure (N.D41, LP x 16) (B 71 003).
4. - Plagioclase et microcline perthitique à inclusion de plagioclase. (N.D41, LP x 16) (B 71 001).
5. - Plagioclase subautomorphe zoné, habitus cloisonnant des biotites. (N.D41, LP x 16) (B 71 002).



1



4



2



3

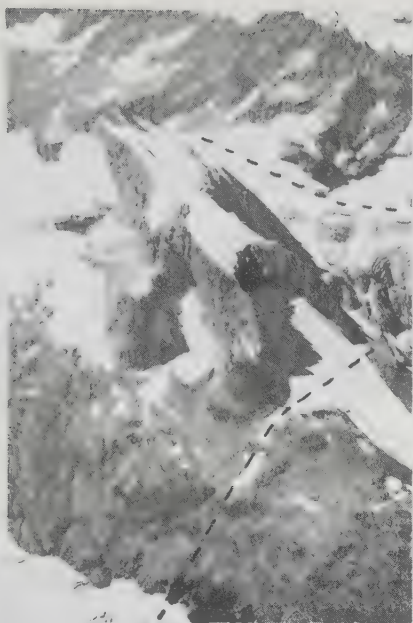


5

Planche XLII

Granite du Gioberney

1. - Partie méridionale du massif vue depuis l'Est. Le Gioberney (3351 m) se détache sur le cirque glaciaire du Pigeonnier. Vue aérienne (E 70 067 - 7).
2. - Aspect général du granite du Gioberney, écrasé et laminé (S.E31, LP x 9,2) (B 71 004).
3. - Cristal de plagioclase tordu, cassé et recimenté (S.D32*a, LP x 19,2) (B 71 010).
4. - Plagioclases tordus, fentes remplies de quartz (S.D32*a, LP x 12,8) (B 71 005).



1



2



3

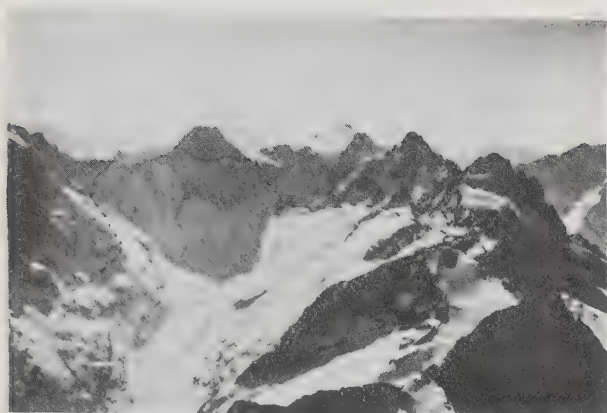


4

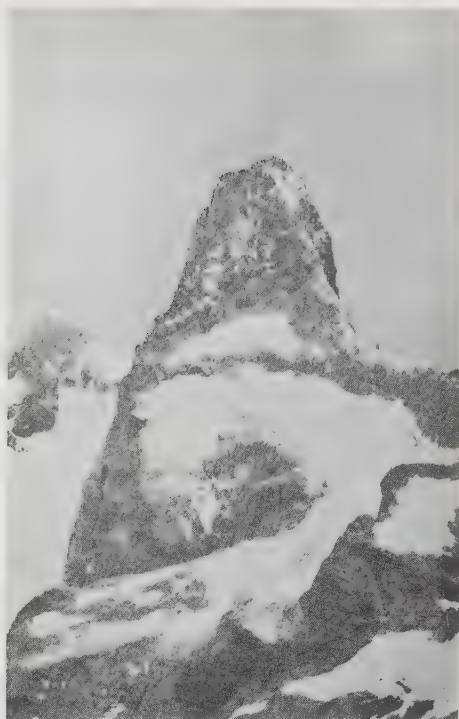
Planche XLIII

Granite des Etages

1. - Vue aérienne du Vallon-des-Etages depuis le Nord. L'extension approximative du granite est indiquée (E 71 018 - 5).
2. - Face Est de la Pointe du Vallon-des-Etages (3564 m) montrant l'allure du toit du granite. Noter le pendentif de gneiss à droite (E 68 053).
3. - Contact tectonique du granite des Etages (à droite) avec les amphibolites de La Lavey sur le versant Est de la Pointe Jeanne (3243 m), vu depuis le sommet des Fétoules (3459 m) et vers le Nord (E 68 059 - 8).
4. - Vue aérienne du col de Clot-Chatel depuis le Sud. La teinte claire du granite tranche sur celle de l'encaissant gneissique. A droite et en bas, gros septum gneissique en enclave dans le granite (E 70 067 - 13).
5. - Quartz-microcline-plagioclase. Au coeur du plagioclase de gauche, restes de biotite chloritisée et paillettes de muscovite surimposées à la séricitisation (D.W51, LP x 32) (B 71 038).



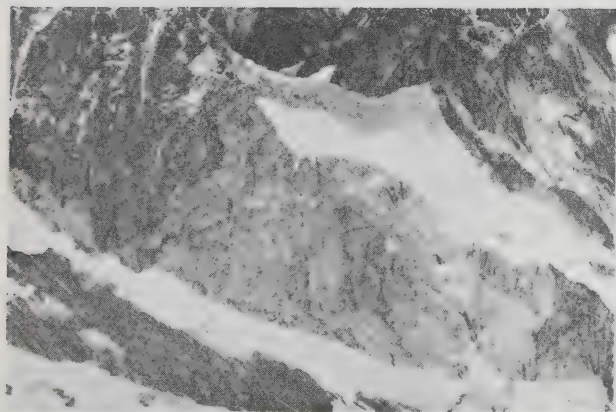
1



2



3



4



5

Planche XLIV

Granite du Graou

- .. - Emplacement du granite du Graou au pied de l'Aiguille du Plat de La Selle (3597 m). A droite, Tête du Graou (3168 m) (E 68 060 - 8).
- 2. - Contact de base du granite du Graou reposant sur des amphibolites schistifiées. L'ensemble est fauché vers la gauche (cliché J. Bijou - Duval).

Granite du Cray (micrographies)

- 3. - Aspect général de ce granite (D.U42*, LP x 16) (B 71 040).
- 4. - Micas orientés et grands cristaux de plagioclase altéré (D.U42*, LN x 16) (B 71 041).



2



4



1

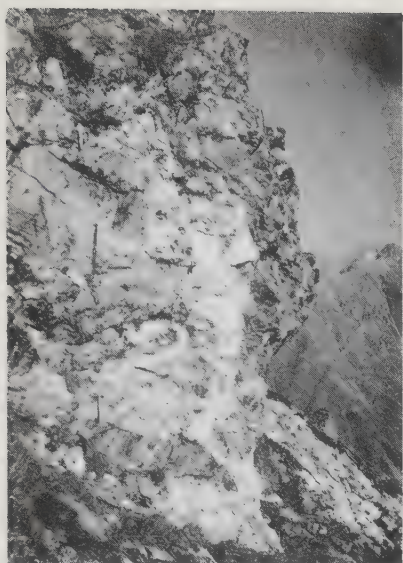


3

Planche XLV

Granite du Grun de Saint-Maurice

1. - Le Grun de Saint-Maurice (2776 m) vu depuis le Sud-Est. Noter les éboulis clairs du granite (E 68 069 - 4).
2. - Un aspect du contact de ce granite en rive gauche du Clot de la Scié (à 2160 m). Des enclaves de taille variée sont emballées par le granite et recoupées de filons ; au fond, le Sirac (E 70 068 - 10).
3. et 4. - Deux aspects de ce granite, le premier dans les éboulis rive droite en aval du Désert-en-Valjouffrey, le deuxième à la cabane de La Salette ("1650,5") (E 68 059 - 5 et E 68 063 - 5a).
5. - Micrographie d'un porphyroblaste de feldspath potassique perthitique à multiples inclusions de plagioclase séricitisé et de chlorite rectangulaire (B. A41*, LP x 9,2) (B 71 008).
6. - Plagioclases automorphes, zonés, légèrement altérés ; quelques paillettes plus sombres de muscovite (B. B32*, LP x 21,6) (B 71 009).



2

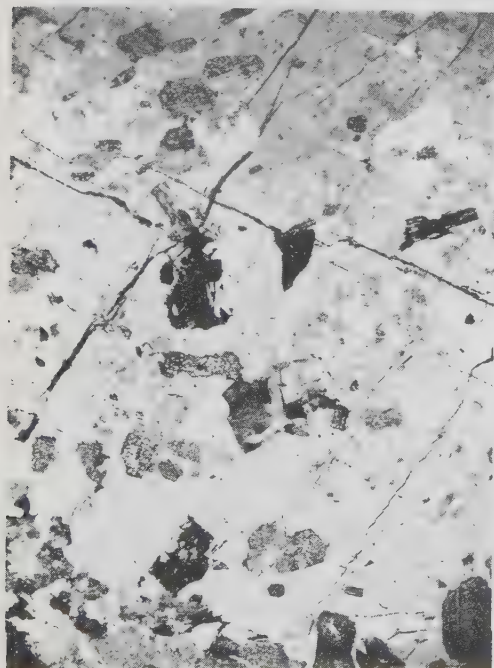
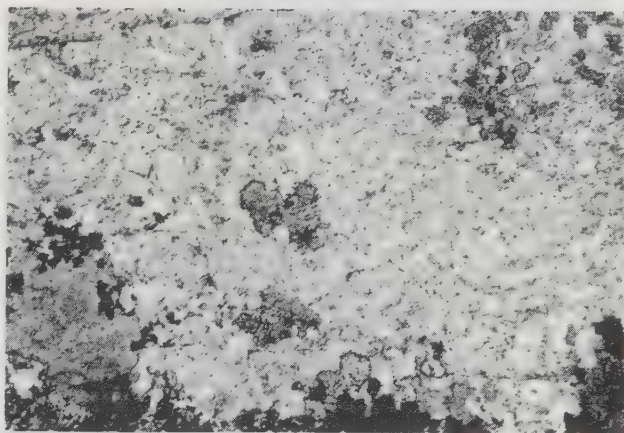


1

3



4



5

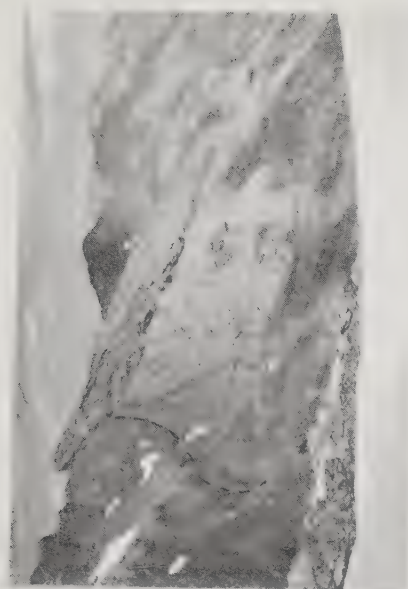


6

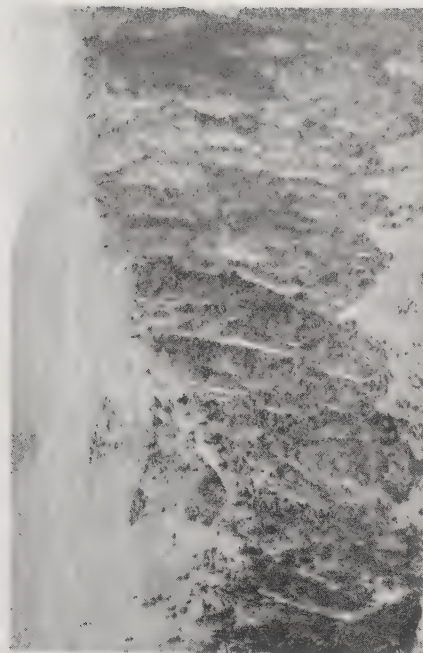
Planche XLVI

Tectonique alpine

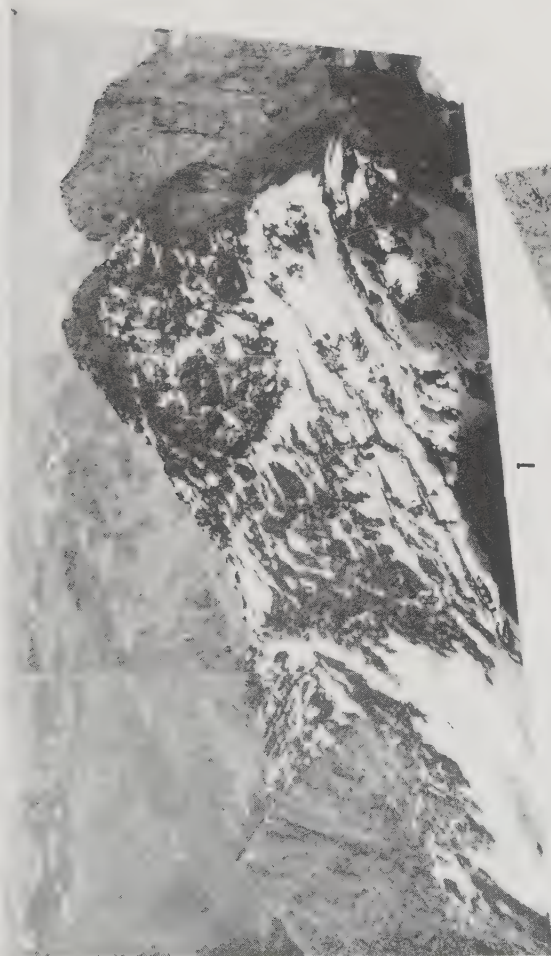
1. - L'arête nord du Vieux-Chaillol vue depuis le sommet. A gauche sur l'arête de l'Eyssarassou, trace de l'écail-
lage des micaschistes reposant sur les horizons conglomératiques. A droite, masse claire granitique du Pic de
Mal-Cros reposant sur la même écaille. Au fond, sommets de la rive droite du Valgaudemar (E 63 086 - 29
à 31).
2. - La même écaille vue du dessous depuis l'Arbre-Vieux (flanc ouest du Vieux-Chaillol) (E 63 086 - 18 et 19).
3. - L'Arche vue de la Cabane des Parisiens. La grande dalle priabonienne repose indifféremment sur le Sinému-
rien, le Trias ou le cristallophyllien. La base du Trias est indiquée (B 71 308).
4. - Découpage en claveaux du cristallophyllien des Grandes-Rousses en rive gauche des gorges de la Sarenne
(cf. P. Bordet) (E 70 033 - 22).



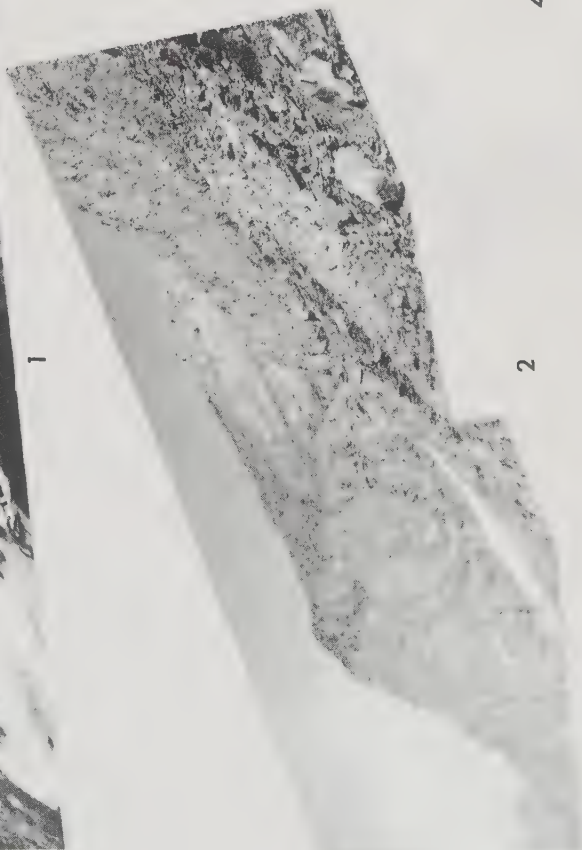
3



4



1



2

Vu, Approuvé
et Permis d'imprimer

NANCY, le 22 juin 1971

Le Président du Conseil de l'Université de NANCY I

J. R. HELLUY

SCIENCES DE LA TERRE

ANNALES DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE ET DE PROSPECTION MINÈRE
DU CENTRE DE RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES (C.N.R.S.)
ET DES LABORATOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ - NANCY (FRANCE)

Éditées par la

FONDATION SCIENTIFIQUE DE LA GÉOLOGIE ET DE SES APPLICATIONS

94, Avenue de Lattre de Tassigny — 54000 NANCY (France)

SÉRIE " MÉMOIRES "

Depuis 1962, la Fondation Scientifique de la Géologie et de ses Applications édite, à côté de la *Revue périodique Sciences de la Terre*, une série « *Mémoires* » dont chaque numéro est consacré à un seul sujet. Un numéro hors-série a paru en 1955, avant la création définitive de cette série.

La publication de ces Mémoires n'est soumise à aucune périodicité. La vente se fait au numéro, sur commande particulière, ou de façon régulière et automatique, sur ordre d'achat permanent résiliable à tout moment.

-
- | | | |
|---|----|---|
| Numéro Hors-Série (1955). — Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques | 30 | F |
| Compte rendu du 68 ^e Colloque International du C.N.R.S. (Nancy, 4-11 septembre 1955), formant 1 volume <i>in-4°</i> de 312 pages, illustré de 63 figures et de 12 planches hors-texte. | | |
| N° 1 (octobre 1962) : JURAIN (G.). — Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'Uranium-Radium et du Thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'Uranium | 30 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 350 pages, avec 88 figures, 85 tableaux, 21 planches et une carte hors-texte. | | |
| N° 2 (décembre 1962) : SALEEB-ROUFAIEL (G.S.). — Contribution à l'étude du gisement ferrifère de Diélette (Manche) | 20 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 184 pages, avec 45 figures, 14 tableaux et 10 planches. | | |
| N° 3 (novembre 1963) : DURAND (G.). — Etude des âges des minéralisations uranifères du gisement du Limouzat — Massif des Bois-Noirs | 15 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 84 pages, avec 18 figures et 4 graphiques. | | |
| N° 4 (novembre 1963) : FABRIÈS (J.). — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Séville (Espagne) — Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques | 30 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 270 pages, avec 72 figures, 50 tableaux, 5 planches et 1 carte hors-texte. | | |
| N° 5 (mai 1964) : PHAM-VAN-NGOC. — Technique nouvelle de prospection gravimétrique par mesure directe des dérivées secondes verticales de l'intensité de la pesanteur .. | 25 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 192 pages, avec 92 figures et 21 tableaux. | | |
| N° 6 (mars 1965) : ABERDAM (D.). — Utilisation de la microscopie électronique pour l'étude des feldspaths — Observations sur des micropertchites | 25 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 76 pages, avec 37 figures, tableaux et 20 planches hors-texte. | | |
| N° 7 (octobre 1965) : HOUOT (R.). — Contribution à l'étude de la flottation de la wolframite | 20 | F |
| 1 volume <i>in-4°</i> de 96 pages, avec 43 figures et 17 tableaux. | | |

